МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені В. Н. КАРАЗІНА

Н. В. Максименко

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

ПІДРУЧНИК

Харків – 2024

УДК 551. 51(075.8)
М 15

Рецензенти:

Пересадько В. А. – декан факультету геології, географії, рекреації і туризму Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, доктор географічних наук, професор;

Польовий А. М. – завідувач кафедри агрометеорології та агроекології Гідрометеорологічного інституту Одеського державного екологічного університету, доктор географічних наук, професор.

Затверджено до друку рішенням Вченої ради
Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна
(протокол № 5 від 26 квітня 2021 року)

Максименко Н. В.

М 15 Метеорологія і кліматологія : підручник. – Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2024. – 256 с.

ISBN 978-966-285-850-1

Навчальна дисципліна «Метеорологія і кліматологія» належить до нормативних дисциплін підготовки еколога, що зумовлює необхідність засвоєння студентами базових знань про закономірності формування погоди і клімату, метеорологічні величини і явища та екологічні аспекти метеорології, які забезпечать успішну подальшу роботу за обраною спеціальністю.

Книга, крім студентської аудиторії, може бути корисною для будь-якого спеціаліста, який працює у сфері екології, географії, метеорології тощо.

УДК 551. 51(075.8)

ISBN 978-966-285-850-1

© Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, 2024
© Максименко Н. В., 2024
© Прудник Н. Є., макет обкладинки, 2024

ЗМІСТ

ВСТУП 7

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ПИТАННЯ 8
1.1. Визначення метеорології та кліматології 8
1.2. Основні розділи метеорології 9
1.3. Програма спостережень на метеорологічних станціях 11
1.3.1. Наземні спостереження 11
1.3.2. Аерологічні спостереження 15
1.4. Метеорологічна служба 17
1.4.1. Метеорологічна мережа спостережень 18
1.4.2. Гідрологічна мережа спостережень 22
1.4.3. Гідрохімічна мережа спостережень 23
1.4.4. Антарктичні спостереження України 24
1.5. Всесвітня метеорологічна організація 25
Запитання для самоперевірки з розділу 1 27

РОЗДІЛ 2. ЗАГАЛЬНІ ВЛАСТИВОСТІ АТМОСФЕРИ 28
2.1. Склад і будова атмосфери 28
2.1.1. Склад нижніх шарів атмосфери 28
2.1.2. Склад верхніх шарів атмосфери 32
2.1.3. Вертикальна неоднорідність атмосфери 33
2.2. Основні метеорологічні елементи та методи їх визначення 37
2.2.1. Температура повітря 38
2.2.2. Атмосферний тиск 39
2.2.3. Вологість повітря 45
2.2.4. Атмосферні опади 49
2.2.5. Хмарність, метеорологічна дальність видимості 52
2.2.6. Швидкість і напрямок вітру 53
2.3. Метеорологічні явища 58
Запитання для самоперевірки з розділу 2 59

РОЗДІЛ 3. РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ 60
3.1. Загальні положення радіаційного режиму в атмосфері 60
3.2. Потоки сонячної енергії 62
3.2.1. Фактори, що впливають на прихід прямої радіації до земної поверхні 64
3.2.2. Розсіяна та сумарна сонячна радіація 65
3.2.3. Альбедо земної поверхні 65
3.3. Довгохвильове випромінювання земної поверхні й атмосфери 66
3.4. Радіаційний баланс діяльної поверхні 67
3.5. Парниковий ефект, його глобальні наслідки 68
Запитання для самоперевірки з розділу 3 70

РОЗДІЛ 4. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ І ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ ... 71
4.1. Термодинаміка атмосфери. Адіабатичні процеси ... 71
4.1.1. Потенційна температура ... 73
4.1.2. Вологоадіабатичні зміни температури ... 74
4.1.3. Псевдоадіабатичний процес ... 75
4.1.4. Енергія нестійкості, конвекція та прискорення конвекції ... 75
4.1.5. Термічна стратифікація атмосфери ... 78
4.1.6. Інверсії в тропосфері ... 79
4.1.7. Інверсії вільної стратосфери ... 80
4.2. Тепловий режим шарів атмосфери ... 81
4.2.1. Температура повітря на різних широтах ... 82
4.2.2. Температурні аномалії ... 85
4.3. Добовий і річний хід температури повітря ... 86
4.3.1. Добовий хід температури ... 86
4.3.2. Річний хід температури повітря ... 87
4.4. Тепловий баланс діяльної поверхні ... 88
4.5. Тепловий режим ґрунту та водних басейнів ... 90
4.5.1. Тепловий режим ґрунту ... 90
4.5.2. Нагрівання та охолодження водойм ... 94
Запитання для самоперевірки з розділу 4 ... 95

РОЗДІЛ 5. ВОДА В АТМОСФЕРІ ... 97
5.1. Водяна пара в атмосфері ... 98
5.2. Вологість повітря ... 99
5.2.1. Добовий та річний хід вологості повітря ... 101
5.2.2. Зміна вологості з висотою ... 103
5.3. Загальні умови фазових переходів води в атмосфері ... 105
5.4. Випар і випаровуваність ... 105
5.4.1. Швидкість випару ... 108
5.4.2. Добовий і річний хід випару ... 111
5.5. Хмарність. Класифікація хмар ... 111
5.6. Туман ... 115
5.7. Опади ... 117
5.7.1. Види опадів ... 117
5.7.2. Хімічний склад опадів ... 118
5.7.3. Продукти наземної конденсації ... 119
Запитання для самоперевірки з розділу 5 ... 120

РОЗДІЛ 6. ЦИРКУЛЯЦІЯ В АТМОСФЕРІ ... 122
6.1. Загальна циркуляція атмосфери ... 122
6.1.1. Циркуляція на нерухомій однорідній Землі ... 124
6.1.2. Циркуляція на рухомій однорідній Землі ... 124
6.2. Горизонтальна неоднорідність атмосфери ... 128
6.2.1. Повітряні маси ... 128

6.2.2. Циклони і антициклони ... 130
6.3. Рух повітря в атмосфері ... 133
6.3.1. Вітер. Структура вітру ... 133
6.3.2. Вплив перешкод на вітер ... 133
6.3.3. Градієнтна сила ... 134
6.3.4. Сили, що виникають при русі повітря ... 135
6.3.5. Усталений рух при відсутності тертя. Градієнтний вітер ... 137
6.3.6. Усталений рух при наявності тертя ... 138
6.3.7. Градієнтний вітер при кругових ізобарах ... 139
6.3.8. Турбулентне перемішування в атмосфері ... 141
6.4. Різновиди вітрів ... 143
6.4.1. Пасати ... 143
6.4.2. Антипасати ... 145
6.4.3. Мусони ... 145
6.4.4. Бризи ... 146
6.4.5. Гірсько-долинні вітри ... 148
6.4.6. Льодовикові вітри ... 149
6.4.7. Фен ... 149
6.4.8. Бора ... 152
6.5. Шквали ... 153
6.6. Маломасштабні вихори ... 153
Запитання для самоперевірки з розділу 6 ... 156

РОЗДІЛ 7. ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ ... 157
7.1.Загальні закономірності формування клімату ... 157
7.1.1. Теплообмін, вологообмін і амосферна циркуляція як кліматоутворюючі фактори ... 158
7.1.2. Вплив географічної широти на клімат ... 160
7.1.3. Зміна клімату з висотою ... 161
7.1.4. Вплив розподілу моря і суші на клімат ... 162
7.1.5. Континентальність клімату, індекси континентальності ... 162
7.1.6. Орографія і клімат ... 164
7.1.7. Океанічні течії і клімат ... 164
7.1.8. Вплив снігового і рослинного покриву на клімат ... 165
7.2. Принципи класифікації кліматів ... 166
7.2.1. Класифікація клімату В. П. Кеппена ... 167
7.2.2. Класифікація кліматів Б. П. Алісова ... 170
7.2.3. Классифікації клімату А. А. Григор'єва і М. І. Будико ... 172
7.2.4. Кліматичні зони Л. С. Берга ... 172
7.3. Динаміка клімату ... 180
7.3.1. Фактори, що впливають на зміну клімату ... 180
7.3.2. Зміни земного клімату в минулому і їх причини ... 181
7.3.3. Коливання клімату в XX – XXI сторіччі ... 182
Запитання для самоперевірки з розділу 7 ... 185

РОЗДІЛ 8. ЕКОЛОГІЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ 186
8.1. Поняття мікроклімату міста 187
8.1.1. Тепловий режим міста 189
8.1.2. Вітровий режим міста 191
8.1.3. Режим вологості повітря міста 192
8.1.4. Радіаційний режим міста 193
8.2. Вплив метеорологічних величин на поширення забруднюючих речовин 194
8.2.1. Термічна стійкість атмосфери 195
8.2.2. Вологість повітря та опади як фактори формування якості повітря 199
8.3. Вплив кліматичних умов на здоров'я людини 204
8.3.1. Кліматофізіологія 204
8.3.2. Метеопатичні реакції 206
8,3.3. Вплив атмосферного тиску 206
8.3.4. Вплив вітру на організм людини 207
8.3.5. Вплив вологості повітря 207
8.3.6. Вплив температури повітря 208
8.3.7. Вплив іонізації атмосфери 209
8.3.8. Фактор сезонності та кліматичні реакції 210
8.4. Біокліматичні індекси 211
8.4.1. Ефективна температура 212
8.4.2. Температурно-вологісно-вітрові показники 212
8.5. Метеочутливість та метеопрофілактика 215
8.5.1. Метеочутливість 215
8.5.2. Метеопрофілактика 216
8.5.3. Кліматотерапія 217
8.6. Адаптація і акліматизація 221
8.6.1. Адаптивні типи клімату 222
8.6.2. Акліматизація в океанічному (морському) кліматі 223
8.6.3. Акліматизація у спекотних кліматах 225
8.7. Глобальне потепління 228
8.7.1. Кліматична криза 228
8.7.2. Кліматична політика України 231
Запитання для самоперевірки з розділу 8 236

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА 239

СЛОВНИК ТЕРМІНІВ 243

ВСТУП

Протягом всього свого існування людство переймалось питаннями, що стосуються закономірностей протікання атмосферних процесів, причин появи тих чи інших метеорологічних явищ, намагаючись захистити себе від несприятливого впливу погодних умов або, навпаки, використати гарні природні умови для покращення власного самопочуття і свого добробуту. Згодом від так званого етапу «спостереження за погодою і народного завбачення погоди» суспільство перейшло до етапу «наукового дослідження і прогнозу погоди», і, сподіваємось, недалеко до тих часів, коли людина зможе сама регулювати свої відносини з погодою, враховувати погодні коливання у виробничому процесі, регулювати обсяги і періодичність викидів забруднюючих речовин у довкілля, згідно з особливостями протікання атмосферних процесів на певній території. Але це можливо лише за умови наявності довготривалих метеорологічних спостережень і отримання глибоких наукових знань.

Саме цій меті присвячено включення до переліку нормативних дисциплін підготовки бакалавра за спеціальністю 101 «Екологія» курсу «Метеорологія і кліматологія». Матеріал даного підручника розподілений на вісім розділів, що містять інформацію про загальні закономірності і наукові основи меторології і кліматології, характеристику метеорологічних величин, способи їх дослідження, роль в кліматичній системі та оцінку їх впливу на людину.

Кожен розділ супроводжується запитаннями для самоперевірки набутих знань, що дозволяє узагальнити вивчений матеріал і підготуватись до поточного і підсумкового контролю.

В кінці підручника наведено список рекомендованої літератури і інтернет-посилань, яка допоможе доповнити і розширити набуті знання з «Метеорології і кліматології» та екологічних аспектів цієї дисципліни.

У підручнику використано частину матеріалів, що містились у навчальному посібнику «Загальна метеорологія та кліматологія» (рекомендованого Міністерством освіти і науки України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів, лист № 1/11-9767 від 18.10.2011 р.), підготовленому разом з кандидатом хімічних наук, доцентом Бєляєвою Іриною Вікторівною, за що їй автор висловлює щиру подяку.

Велика вдячність за технічну допомогу у підготовці до видання підручника інженерам кафедри екологічного моніторингу та заповідної справи Навчально-наукового інституту екології Каразінського університету Гречко А. А., Глуховєровій О. В. та Мірошник Ю. В.

РОЗДІЛ 1

ЗАГАЛЬНІ ПИТАННЯ

1.1. ВИЗНАЧЕННЯ МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ

З моменту свого виникнення людство постійно піддавалося сприятливим або несприятливим впливам атмосфери. До цього часу, незважаючи на високий рівень розвитку цивілізації, більшу захищеність людей від природних катаклізмів, такі стихійні лиха, як засухи, повені, смерчі, завдають великої шкоди господарській діяльності людей. Це викликає необхідність постійного дослідження метеорологічних елементів та прогнозування погоди – як локального – на невеликих територіях, так і глобального – на всесвітньому рівні. Кожна країна світу повинна здійснювати систему метеорологічних спостережень за загальноприйнятими вірогідними методиками. Забезпечити виконання цієї умови можуть глибокі професійні знання фахівців, що працюють у системі гідрометеорологічної служби.

Метеорологією називається наука про атмосферу – повітряну оболонку Землі. Вона належить до геофізичних наук, оскільки в ній, на основі законів фізики, вивчаються певні категорії фізичних процесів, властивих земній кулі.
Кліматологія – наука про клімат, тобто про сукупність атмосферних умов, властивих тому чи іншому місцю в залежності від його географічних особливостей.

Об’єктом дослідження метеорологів є атмосфера – повітряна оболонка, що оточує земну кулю. В атмосфері безупинно відбуваються різноманітні фізичні, хімічні, біологічні процеси, що змінюють стан як нижніх, так і більш високих шарів атмосфери.

Клімат, таким чином, є однією з фізико-географічних характеристик місцевості. Він впливає на господарську діяльність людей: на спеціаліза-

цію сільського господарства, географічне розміщення промисловості, повітряний, водний і наземний транспорт. Отже, кліматологія, власне кажучи, географічна наука.

Однією з ***основних задач метеорології*** є пояснення сутності процесів, що відбуваються в атмосфері. Тому метеорологія може успішно розвиватися тільки у зв'язку з іншими науками.

У першу чергу метеорологія пов'язана з географією, гідрологією, океанологією, фізикою, математикою, хімією. Питання атмосферних рухів, фазових перетворень в атмосфері, температурний і тепловий режим атмосфери вивчаються на основі законів гідромеханіки і термодинаміки. Оптичні, електричні, акустичні явища вивчаються на основі законів фізики. У метеорології широко застосовуються методи математичного моделювання.

Основні задачі кліматології:

1) вивчення закономірностей формування клімату;
2) дослідження факторів, що приводять до зміни клімату;
3) дослідження взаємодії клімату з природними факторами, сільським господарством і виробничою діяльністю людини.

Кліматологія тісно пов'язана з метеорологією. Розуміння закономірностей клімату можливе на підставі тих загальних закономірностей, які властиві атмосферним процесам. Тому при аналізі причин виникнення різних типів клімату і їхнього розподілу по земній кулі кліматологія виходить з понять і законів метеорології.

1.2. ОСНОВНІ РОЗДІЛИ МЕТЕОРОЛОГІЇ

Головні розділи метеорології:

- ***Синоптична метеорологія*** – наука про погоду і методи її прогнозування.
- ***Фізика атмосфери*** – наука, що вивчає термодинамічні процеси в атмосфері, її склад і будову, процеси утворення хмар, туманів, опадів; вивчає радіаційні, оптичні, електричні й акустичні явища в атмосфері.
- ***Динамічна метеорологія*** – заснована на теоретичних методах дослідження і широко використовує апарат математичного моделювання при вивченні процесів атмосферної турбулентності, переносу променистої енергії в атмосферу та інше.

Можна виділити ще ряд розділів метеорології, що виникли і розвивалися дещо пізніше:

- ***агрометеорологія*** – вивчає вплив метеорологічних умов на об'єкти і процеси сільськогосподарського виробництва;

• ***біометеорологія*** – вивчає вплив атмосферних умов на людину й інші живі організми;

• ***ядерна метеорологія*** – вивчає природну і штучну радіоактивність атмосфери, поширення в ній радіоактивних домішок, вплив ядерних і термоядерних вибухів на атмосферу;

• ***радіометеорологія*** – вивчає вплив метеорологічних умов на поширення радіохвиль в атмосфері, а також досліджує атмосферні процеси за допомогою радіолокації.

Основна задача метеорології – вивчення атмосферних явищ за рахунок накопичення даних про зміни в просторі та в часі. Кінцевою метою метеорології є пошук можливостей і конкретних шляхів керування атмосферними явищами і зміни їх у бажаному для людини напрямку.

Проміжні задачі, які вирішує метеорологія, зводяться до наступного:

• одержання точних даних, що характеризують атмосферні процеси і явища;

• пояснення атмосферних процесів і явищ, тобто виявлення законів, керуючих їхнім розвитком;

• використання знайдених закономірностей для розробки методів прогнозування атмосферних процесів;

• застосування знайдених закономірностей розвитку атмосферних процесів для активної боротьби проти небезпечних і шкідливих метеорологічних явищ, для більш повного використання сил природи у практичній діяльності людини.

Для вирішення першої задачі в метеорології широко використовується *метод спостережень*. На всій земній кулі існують метеорологічні обсерваторії, станції і пости, на яких ведуться спостереження за станом атмосфери у всій її товщі. Існують також літакові, гелікоптерні, супутникові спостереження. Останнім часом усе ширше використовується експериментальний метод, який полягає у тому, що як у природних, так і в лабораторних умовах спеціально створюються або штучно відтворюються ті чи інші атмосферні явища. Це дозволяє вивчити закономірності їхнього розвитку.

Для вирішення трьох останніх задач широкого застосування отримав *теоретичний метод*, заснований на використанні законів фізики, термодинаміки, гідромеханіки, методів математичного моделювання.

Для вирішення четвертої задачі успішно практикується штучне розсіювання туманів і хмар тощо.

Метеорологічні спостереження поділяються на ***прямі і непрямі***.

До ***прямих*** відносяться безпосередні інструментальні і візуальні спостереження за метеорологічними характеристиками, такими як температура повітря, тиск, сонячна радіація, кількість і висота хмар.

До ***непрямих*** належать спостереження, на підставі яких одержують відомості про інші характеристики, що безпосередньо не визначаються. Наприклад, з спостережень за рухом хмар отримують дані про швидкість і напрямок вітру на відповідних висотах; за результатами спостережень за полярним сяйвом визначають газовий склад високих шарів атмосфери й інше.

1.3. ПРОГРАМА СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ СТАНЦІЯХ

1.3.1. Наземні спостереження

На наземних метеорологічних станціях в усьому світі проводяться одночасні (синхронні) спостереження через кожні три години за єдиним гринвіцьким часом (часом нульового поясу). Результати спостережень за ці терміни негайно передаються по Інтернету, телефону, телеграфу або по радіо в органи служби погоди. Там за ними складаються синоптичні карти й інші матеріали, що служать для прогнозування погоди.

На метеорологічних станціях основного типу (рис. 1.1) реєструються наступні метеорологічні елементи:

- температура повітря на висоті 2 м над земною поверхнею в психрометричній будці;
- атмосферний тиск у приміщенні метеостанції;
- вологість повітря – пружність водяної пари в повітрі і відносна вологість у психрометричній будці;

Рисунок 1.1. *Метеорологічний майданчик*

- вітер – горизонтальний рух повітря на висоті 10–12 м над земною поверхнею. Вимірюється його швидкість і визначається напрямок, звідки він дме;
- хмарність – ступінь покриття неба хмарами, типи хмар за міжнародною класифікацією, висота нижньої межі хмар, найближчих до земної поверхні, швидкість і напрямок руху хмар;
- кількість опадів, що випали з хмар, їхні типи (дощ, мряка, сніг та інші);
- наявність і інтенсивність різних опадів, що утворюються на земній поверхні і на предметах (роса, іній, ожеледь та інші), а також туману;
- горизонтальна видимість – відстань, на якій, унаслідок мутності атмосфери, перестають розрізнятися обриси предметів;
- тривалість сонячного сяйва;
- температура на поверхні ґрунту і на декількох глибинах у ґрунті;
- висота і щільність сніжного покриву;
- на деяких станціях – випар води з водних поверхонь або з ґрунту;
- реєструються також заметілі, шквали, смерчі, імла, курні бурі, грози, тихі електричні розряди, полярні сяйва і деякі оптичні явища в атмосфері (веселка, кола і вінці навколо дисків світил, міражі).

На *берегових* метеорологічних станціях проводяться також спостереження за температурою води і хвилюванням водної поверхні (рис. 1.2). Програма спостережень на судах відрізняється в деталях від спостережень на сухопутних станціях.

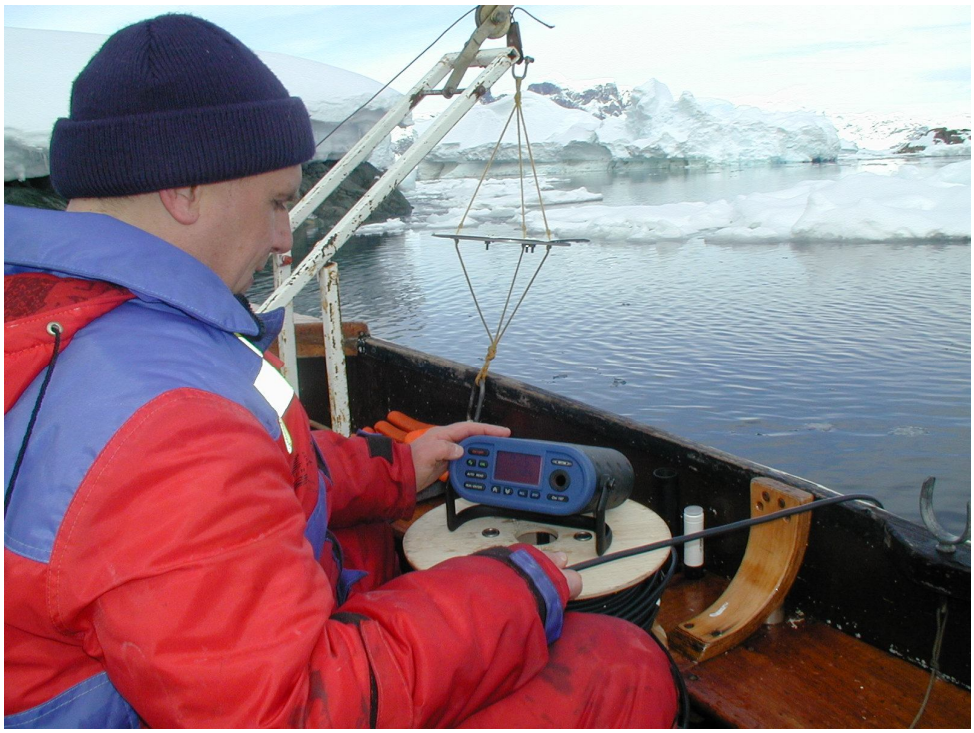


Рисунок 1.2. *Спостереження на береговій метеостанції*

На численних *додаткових станціях (постах)* проводяться спостереження лише за опадами і сніжним покривом, тому що для кращого з'ясування розподілу цих елементів потрібна більш густа мережа спостережень.

У програму роботи станцій, що мають визначений виробничий профіль, наприклад сільськогосподарських, транспортних, авіаційних, включаються особливі додаткові спостереження.

Не всі метеорологічні елементи спостерігаються в кожен термін спостережень. Наприклад, кількість опадів виміряється чотири рази на добу, висота сніжного покриву – один раз на добу, щільність снігу – один раз у п'ять днів тощо.

У програми спостережень обсерваторій і окремих станцій входять ще актинометричні спостереження (рис. 1.3) за сонячною радіацією, земним випромінюванням, відбивними властивостями (альбедо) поверхні землі і води; уточнені спостереження за температурою і вологістю повітря на різних висотах у приземному шарі повітря (градієнтні спостереження); виміри вмісту в повітрі пилу, хімічних домішок, радіоактивних продуктів та інші; атмосферно-електричні спостереження над іонізацією повітря, тобто за вмістом у ньому електрично заряджених часток, і за змінами електричного поля атмосфери.

Рисунок 1.3. *Актинометричний комплекс приладів*

Спостереження на метеорологічних станціях в основному мають характер вимірів і ведуться за допомогою спеціальних вимірювальних приладів; лише деякі метеорологічні елементи кількісно оцінюються без приладів (ступінь хмарності, дальність видимості і деякі інші). Якісні оцінки, наприклад, визначення характеру хмар і опадів, проводять без приладів.

Для мережних приладів необхідна однотипність, що полегшує роботу мережі і забезпечує порівнянність спостережень.

Метеорологічні прилади встановлюються на майданчику станції просто неба. Тільки прилади для виміру атмосферного тиску (барометри) встановлюються в закритому приміщенні станції, тому що різниця між тиском повітря просто неба і усередині приміщення мізерно мала (практично відсутня).

Прилади для визначення температури і вологості повітря захищають від дії сонячної радіації, від опадів і поривів вітру, і для цього їх розміщують у будках особливої конструкції, що називаються психрометричними (рис. 1.4).

На станціях встановлюються також самописні прилади, що дають безупинну автоматичну реєстрацію найважливіших метеорологічних елементів (особливо температури і вологості повітря, атмосферного тиску і вітру) (рис. 1.5). Самописні прилади нерідко конструюють так, що їхні приймальні частини, розташовані на майданчику або на даху будинку, мають електричну передачу до пишучих частин, встановлених усередині будинку.

Рисунок 1.4. *Термометри у психрометричній будці*

Рисунок 1.5*. Розміщення самописних приладів у психрометричній будці*

Принципи ряду метеорологічних приладів були запропоновані ще в XVII–XIX століттях. В даний час у метеорологічному приладобудуванні спостерігається швидкий прогрес. Створюються нові конструкції приладів з використанням можливостей сучасної техніки: термо- і фотоелементів, напівпровідників, радіозв'язку і радіолокації, різних хімічних реакцій тощо.

Особливо потрібно відзначити застосування в останні роки в метеорологічних цілях радіолокації. На екрані радіолокатора (радара) можна знайти скупчення хмар, області опадів, грози і навіть великі атмосферні вихри (тропічні циклони) у значному віддаленні від спостерігача і прослідкувати їхню еволюцію і переміщення.

Як згадувалося вище, досягнуто великих успіхів у конструюванні автоматичних станцій, що передають свої спостереження протягом більш-менш тривалого часу без втручання людини.

1.3.2. Аерологічні спостереження

Найбільш простим видом аерологічних спостережень є вітрове зондування, тобто спостереження за вітром у вільній атмосфері за допомогою куль-пілотів. Так називаються невеликі гумові кулі, які наповнені воднем і випускаються у вільний політ. Спостерігаючи в теодоліти за польотом кулі-пілота, можна встановити швидкість і напрямок вітру на тих висотах, на яких летить куля.

На рисунку 1.6 представлена панель інструментів, що була призначена для метеорологічних вимірів на повітряній кулі в XIX сторіччі.

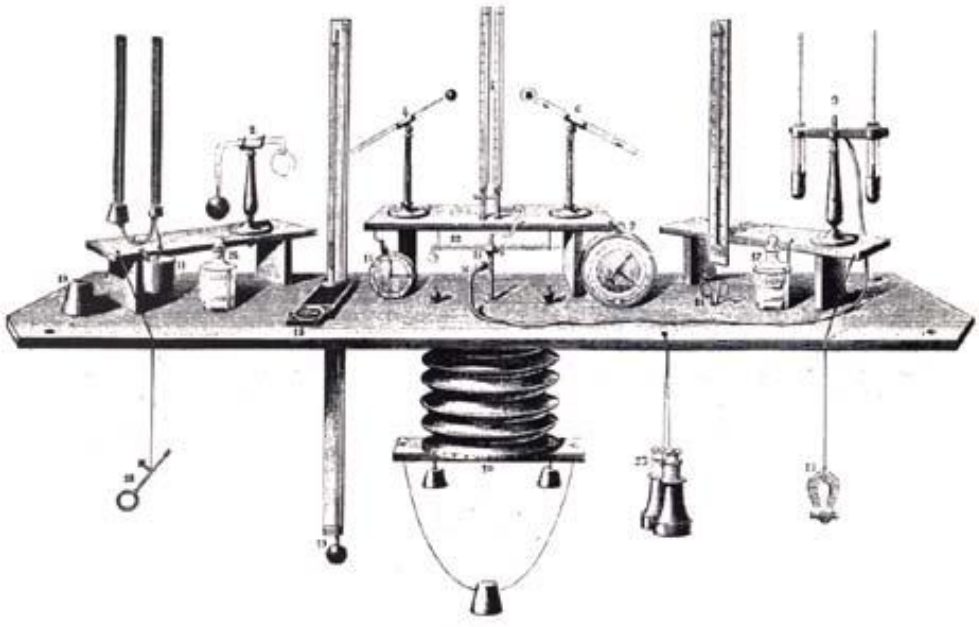


Рисунок 1.6. *Панель інструментів для метеорологічних вимірів на повітряній кулі*

Ця панель інструментів, винайдена англійським вченим Джеймсом Глейшером для його першого польоту в 1862 році, була призначена для метеорологічних вимірів на повітряній кулі. Панель приладів містила серед інших приладів кілька термометрів, компас, театральний бінокль. Під час польоту панель встановлювалася в кошику повітряної кулі як стіл, що лежить на колінах пілота.

В даний час при аерологічних спостереженнях над вітром усе ширше застосовуються методи радіовизначення, тобто радіопеленгація радіозондів і радіолокація (радіовітрове зондування), що забезпечують одержання зведень про вітер при наявності хмарного покрову.

Спостереження за вітром, крім їхньої наукової ролі, мають безпосереднє значення для обслуговування авіації. Таке ж значення має й розглянуте нижче температурне зондування.

До тридцятих років XX століття ці прилади – *метеорографи* – давали тільки запис величин, що спостерігаються, на стрічці самописа. На тій чи іншій висоті куля, роздуваючись, лопалася, а прилад спускався на землю на другій, додатковій кулі чи на парашуті. Однак повернення приладу в місце випуску залежало при цьому від випадку, і не могло бути мови про термінове використання спостережень. З 1930 р. поширився ***метод радіозондування*** (вперше застосований у СРСР). Прикріплений до кулі прилад – *радіозонд*, знаходячись ще в польоті, посилає радіосигнали, за якими можна визначити значення метеорологічних елементів у високих шарах.

Температурним зондуванням називаються регулярні (зазвичай два рази на добу) випуски у високі шари атмосфери куль-зондів з гумовими оболонками досить великого розміру, до яких прикріплені автоматичні прилади для реєстрації температури, тиску і вологості повітря.

Метод радіозондування створив переворот у методах аерологічних спостережень і у всій сучасній метеорології. Радіозондові спостереження можна без усякого зволікання використовувати для служби погоди, що особливо підвищує їхню цінність. Завдяки радіозондуванню незрівнянно зросли наші знання про шари атмосфери до висоти 30–40 км. Однак точність показань сучасних радіозондів ще недостатньо велика.

Радіозондування витиснуло інші методи температурного зондування – підйом метеорографів на зміях, прив'язних аеростатах, літаках та інші. Літак залишається, однак, важливим засобом для спеціальних складних спостережень, що вимагають участі спостерігача, наприклад для вивчення фізичної будови хмар, для актинометричних і атмосферно-електричних спостережень. Для тих самих цілей застосовуються аеростати, а зрідка

стратостати з герметично закритими гондолами. Останній рекорд висоти підйому на стратостаті в США близький до 35 км.

В останні роки почали практикувати випуски куль без людей не тільки з радіозондами, але і з більш складними автоматичними приладами для різного роду спостережень. Такі кулі великого діаметра з оболонкою з поліетилену (трансокеанські зонди) досягають зі значним вантажем приладів висот порядку 30-40 км. Вони можуть летіти на визначеній заданій висоті (точніше, на заданій ізобаричній поверхні, тобто в шарі з тим самим атмосферним тиском), знаходячись при цьому в повітрі багато днів підряд і передаючи радіосигнали. Визначення траєкторій польоту таких куль має значення для вивчення переносу повітря у високих шарах атмосфери, особливо над океанами й у низьких широтах, де мережа аерологічних станцій недостатня.

Для дослідження ще більш високих шарів атмосфери роблять випуски *метеорологічних* і *геофізичних ракет* із приладами, показання яких передаються по радіо. Висота підйому ракет у даний час стала уже необмеженою.

У **1957–1958 р**. у СРСР, а потім у США вдалося запустити перші *супутники Землі* з автоматичними приладами у високі шари атмосфери. Тепер уже велика кількість таких супутників обертається навколо Землі, причому орбіти деяких з них досягають висот у десятки тисяч кілометрів. З 1960 р. регулярно запускаються так звані *метеорологічні супутники*, призначені для дослідження нижче лежачих шарів атмосфери. Вони фотографують і передають телевізійним шляхом розподіл хмарності по земній кулі, а також вимірюють радіацію, що надходить від земної поверхні. Крім того, важливим методом дослідження вищих шарів є спостереження за поширенням радіохвиль.

1.4. МЕТЕОРОЛОГІЧНА СЛУЖБА

В усіх країнах існують спеціальні державні організації, так звані метеорологічні служби, до складу яких входять мережі станцій і наукові метеорологічні установи. *Задачею метеорологічної служби* є наукове дослідження атмосфери і практичне обслуговування народного господарства інформацією про погоду і клімат та прогнозами погоди.

Кілька великих центральних інституцій Гідрометеорологічної служби працюють в області метеорології і кліматології.

В Україні **Державна гідрометеорологічна служба** почала свою роботу в 1921 році, коли за наказом Ради Народних Комісарів Українська республіка прийняла постанову про створення Центральної метеоро-

логічної служби (Укрмет). Ця організація провела величезну роботу з організації мережі метеорологічних станцій та створення прогностичної служби погоди. ***Укрмет*** став початком Державної гідрометеорологічної служби України. В 1953 році був створений **Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут** (УкрНДГМІ). В цьому інституті проводилась величезна робота в галузі кліматології, сільськогосподарської метеорології, фізики хмар і активних впливів на погоду, теорії та методів прогнозування погоди, теплового й водного балансу України, гідрологічного режиму річок тощо. Розвиток метеорології в Україні проходив у тісному зв'язку з розвитком української географії, оскільки метеорологія є невід'ємною частиною комплексу наук про Землю.

На даний час **Державний комітет України по гідрометеорології (Держкомгідромет України)** є базовим відомством, що проводить систематичні фонові спостереження за станом атмосфери та гідросфери на території України й має найбільш розвинуту приладову та методичну базу для їх забезпечення.

1.4.1. Метеорологічна мережа спостережень

До її складу входить близько 180 пунктів (кількість пунктів спостереження тут і надалі приводиться наближено в зв'язку з оптимізацією системи спостережень, яка проводиться на даний час), розташованих на території України, де проводяться режимні спостереження за елементами та параметрами атмосферних процесів (рис. 1.7).

Для найбільш об'єктивного відображення стану атмосфери пункти спостережень розташовані з урахуванням кліматичних умов різних регіонів. Вони розподілені, в основному, по головних річкових басейнах таким чином: рр. Дніпро – 63, Дністер – 20, Південний Буг – 21, Сіверський Донець – 10.

Крім метеорологічних станцій, спостереження за атмосферними процесами проводять авіаметеорологічні (забезпечення потреб авіації), агрометеорологічні (забезпечення потреб сільського господарства) та аерологічні станції.

У процесі спостережень виконуються: вимірювання фізичних параметрів атмосфери, хмарності, опадів, характеристик вітру, визначення температури і стану підстилаючої поверхні на різних глибинах, спостереження за сніговим покровом та атмосферними явищами, визначення зон небезпечних явищ, температурно-вітрове зондування за допомогою радіолокаційних станцій, визначення розмірів явища, його відзнак, швидкість переміщення тощо.

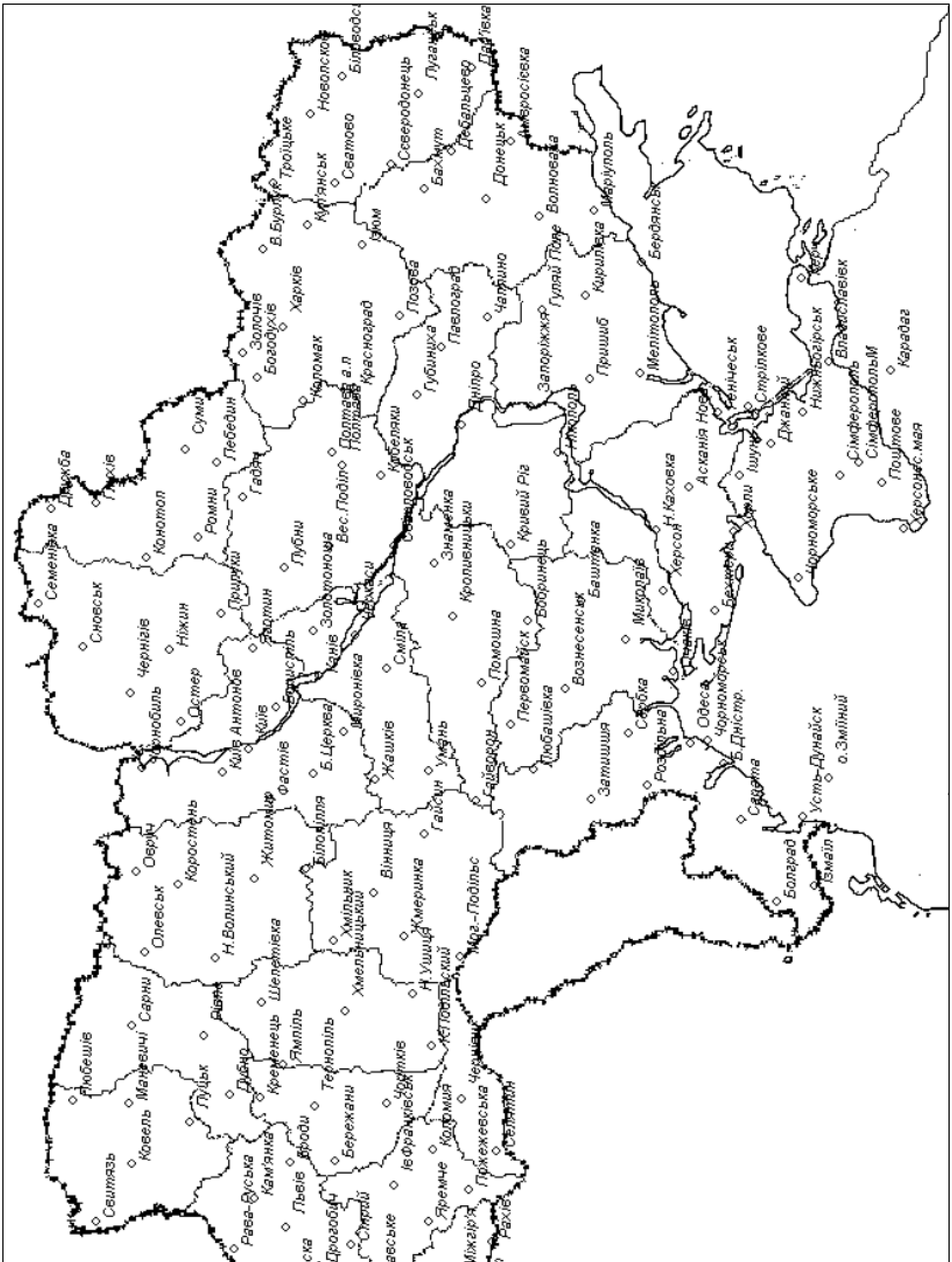


Рисунок 1.7. *Мережа метеостанцій України (за матеріалами сайту УГМЦ)*

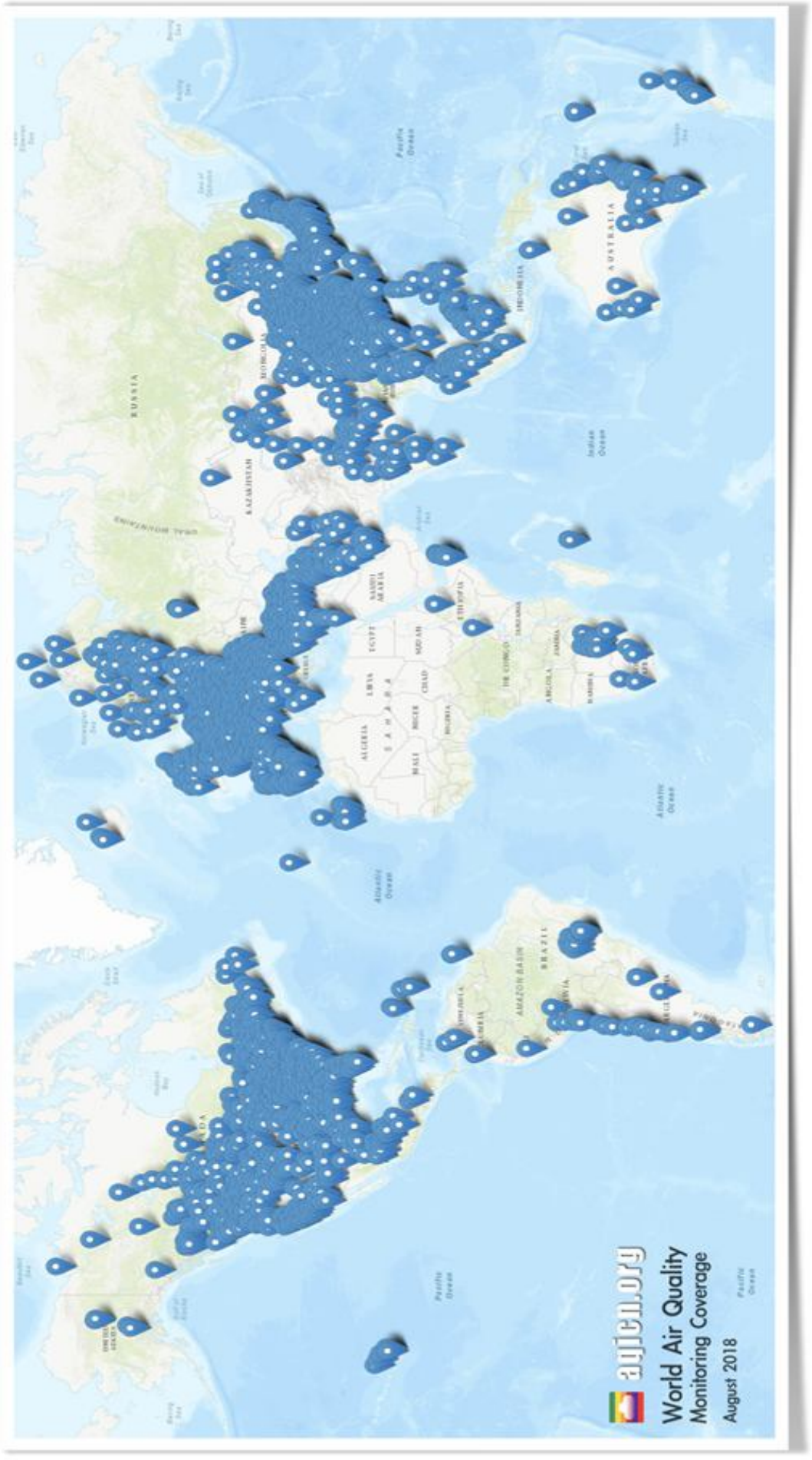


Рисунок 1.8. *Мережа станцій автоматичного моніторингу якості повітря World Air Quality*

Здійснюється програма агрометеорологічних спостережень, маршрутні спостереження за вологістю ґрунтів, фазами розвитку сільськогосподарських культур.

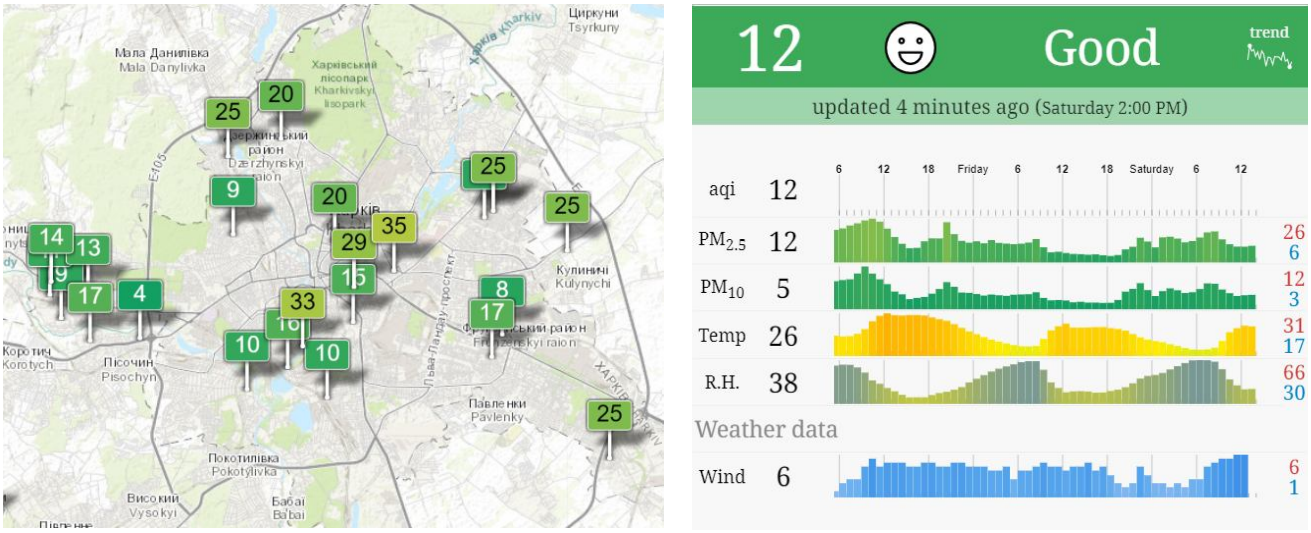
Міжнародна увага до проблеми забруднення повітряного басейну спонукала вчених до розробки системи контролю екологічного стану атмосфери по всіх регіонах світу. Зараз в світі налічується більше 20 000 відомих станцій моніторингу якості повітря, з яких більше 10 000 публікуються в проєкті Світового індексу якості повітря (AQI). На наведеній нижче карті (рис. 1.8) показане розташування відомих станцій моніторингу. Стандарт AQI для кожної опублікованої станції заснований на стандарті US EPA Instant-Cast.

З самого початку команда проекту World Air Quality Index (WAQI) завжди прагнула до прозорості в інформуванні Air Quality Infomration для громадян світу. Для того, щоб зробити розповсюджену інформацію про якість повітря більш актуальною, команда Світового індексу якості повітря організувала дослідження з найбільш відомими міжнародними установами щодо можливості створення відкритої бази даних. В проекті задіяні:

- UNEP (United Nation Environmental Program) Екологічна програма ООН;
- WMO (World Meteorological Organization) Всесвітня метеорологічна організація;
- WHO (World Health Organization) Всесвітня організація охорони здоров'я;
- GEO (Group on Earth Observations) Група спостережень Землі;
- CCA (Climate & Clean Air Coalition) Клімат та коаліція чистого повітря;
- UNIDO (United Nation Industrial Development Organization) Організація Об'єднаних Націй з промислового розвитку;
- WRI (World Resource Institute) Інститут світових ресурсів.

У вересні 2018 року завдяки величезним зусиллям світових EPA (Агентства з охорони навколишнього середовища) інформація про якість повітря стала доступна у режимі реального часу для більш ніж 10 000 станцій в 1000 великих містах з 80 країн.

Дані, що публікуються у AQI в режимі реального часу не можуть бути підкореговані на момент публікації, що забезпечує об'єктивність інформації. Однак, щоб забезпечити високий рівень точності для кожної цифри AQI, використовується кілька рівнів комп'ютерної обробки. Наприклад, узгодженість даних перевіряється в режимі реального часу з сусідніми станціями, що дозволяє автоматично виявляти несправні станції моніторингу і видаляти їх, якщо необхідно, з карти.



а **б**

Рисунок 1.9. *Інформація про стан атмосфери у м. Харків (а) та приклад представлення метеоданих по одному пункту спостереження в динаміці (б)*

Оскільки Всесвітнє агентство з охорони навколишнього середовища постійно розвивається і збільшує перелік станції моніторингу якості повітря, ця сторінка в інтернеті регулярно оновлюється. Нажаль, Україну представляє офіційно лише Центральна геофізична обсерваторія – Київ. У той же час, портал Worldwide Air Quality (aqicn.org) у режимі реального часу збирає інформацію, що потрапляє в Інтернет з різних автоматичних станцій контролю за станом атмосферного повітря і у відповідному кодуванні візуалізує на своєму сайті. Це дозволяє для будь-якої точки на карті світу отримати повну інформацію щодо метеорологічних умов, забруднення атмосферного повітря і рекомендацій для населення (рис. 1.9).

1.4.2. Гідрологічна мережа спостережень

Складається з 380 річкових та 60 озерних постів. На 94 % річкових постів спостерігається стік води, на інших здійснюються вимірювання і реєстрація рівнів води. Стік наносів вимірюється на 50 % від загальної кількості постів, на яких вимірюються витрати води, що складає біля 170 постів. Мережа спостережень за забрудненням морських вод включає 175 станцій (988 горизонтів) вимірювання.

Для організаційно-методичного та технічного керівництва гідрологічні пости Держкомгідромету України закріплені за 28 мережовими організаціями, в числі яких 11 обласних центрів по гідрометеорології, дві гідрометеообсерваторії, чотири гідрологічні, шість озерних, дві селестокові, дві водобалансові та одна болотна станції.

Первинна інформація з постів надходить в оперативно-виробничі організації для аналізу, узагальнення та підготовки матеріалів Державного водного кадастру.

Види гідрологічних спостережень, які здійснюються на станціях і постах Держкомгідромету України:

- гідрологічні спостереження на річках;
- гідрологічні спостереження на озерах та водосховищах;
- морські гідрологічні спостереження (прибережні);
- судові спостереження;
- спеціальні гідрометеорологічні спостереження.

Крім цього, Держкомгідромет України виконує деякі види спеціальних спостережень:

- за ґрунтовими водами в свердловинах;
- геофізичні (актинометричні);
- за забрудненням природного середовища.

При здійсненні *спеціальних* видів спостережень виконуються:

- вимірювання та реєстрація радіаційного балансу та його складових;
- вимірювання добових сум сумарної радіації, теплобалансові і озоновимірювальні спостереження, спостереження за атмосферною електрикою;
- відбір проб: ґрунтів для визначення кількості пестицидів; ґрунтів, рослинності, атмосферних опадів та снігового покриву для визначення забруднюючих речовин;
- відбір проб повітря для визначення твердих сорбентів з урахуванням рози вітрів;
- аналіз проб повітря;
- відбір проб і здійснення аналізу води та донних відкладень;
- відбір поодиноких та сумарних місячних проб випадів;
- спостереження за радіаційним забрудненням;
- відбір проб води для визначення кількості стронцію.

1.4.3. Гідрохімічна мережа спостережень

Охоплює всю територію України. Спостереження здійснюються на 188 водних об’єктах, у тому числі річок – 160, озер – 7, водосховищ – 20. Загальна кількість пунктів біля 240, гідрохімічних створів біля 320.

Головна мета спостережень за рівнем забруднення вод – отримання інформації про якість вод, необхідної для здійснення заходів з охорони та раціонального використання водних ресурсів.

Головними об’єктами для вибору місць для пунктів спостереження за рівнем забруднення вод є:

- скиди стічних та зливних вод міст та населених пунктів у водні об’єкти;
- скиди стічних вод окремими промисловими підприємствами;

- ділянки річок біля гребель;
- кінцеві створи великих та середніх річок, що впадають у моря та внутрішні водоймища;
- створи на річках, що перетинають кордони України.

Пункти стаціонарної мережі спостережень поділені на чотири категорії. Програма спостережень, у залежності від категорії пунктів, відрізняється за обсягом показників та строкам спостережень.

1.4.4. Антарктичні спостереження України

Невід'ємною складовою метеорологічних спостережень українських учених є дослідження на антарктичній ***станції Академік Вернадський***, що розташована на Антарктичному півострові (рис. 1.10).

Так склалось, що після розпаду СРСР власником всіх радянських полярних станції в Антарктиці стала Російська Федерація.

Світове наукове співтовариство не могло знехтувати великим досвідом полярників України. Велика Британія передала Україні станцію Фарадей на взаємовигідних умовах. Станція обладнана сучасною апаратурою для різноманітних наукових досліджень.

Рисунок 1.10. *Антарктична станція Академік Вернадський і її символіка*

Зараз на станції щорічно змінюється склад наукової експедиції, до програми досліджень якої входять метеорологічні, геофізичні, гідрологічні, біологічні, гляціологічні, океанографічні, екологічні та інші дослідження. Результати антарктичних досліджень забезпечують безцінною інформацією синоптичну метеорологію.

1.5. ВСЕСВІТНЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНА ОРГАНІЗАЦІЯ

Атмосферні процеси не знають державних кордонів, і метеорологічні спостереження і дослідження ведуться у всіх країнах. Тому існує потреба в однаковості методики спостережень і їхньої обробки, в обміні інформацією, в уніфікації форм оперативного обслуговування метеорологічною інформацією і прогнозами, а отже, в узгодженні роботи метеорологічних служб усього світу. Це є задачею **Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО).**

Міжнародне співробітництво в області метеорології почалося в другій половині XIX століття. У **1873 р**. відбувся перший міжнародний метеорологічний конгрес, що заклав основи Міжнародної метеорологічної організації з конференціями директорів метеорологічних служб, з Міжнародним метеорологічним комітетом, що працював у перервах між конференціями, і з рядом міжнародних комісій з різних питань метеорології.

Після Другої світової війни у 1950 р. вона була відновлена на новій основі як Всесвітня метеорологічна організація при Організації Об'єднаних Націй зі штаб-квартирою у Женеві, Швейцарська Конфедерація (рис. 1.11).

Рисунок 1.11. Логотип ВМО

ВМО є компетентним органом ООН з питань спостереження за станом атмосфери Землі та її взаємодії з океанами. Держави-члени і території-члени ВМО мають доступ та експлуатують наукову інфраструктуру, необхідну для надання комплексного метеорологічного, кліматичного, гідрологічного та екологічного обслуговування, яке, в першу чергу, реалізується національними метеорологічними та гідрологічними структурами. ВМО створює умови для діяльності держав-членів і територій-членів Організації з надання обслуговування у сферах спостереження, моніторингу, прогнозування та попередження; відіграє ключову роль та обґрунтовує в інформаційному плані глобальний порядок денний, зокрема, щодо найкращого обслуговування ВМО інтересів членів за рахунок надання інформації, доповідей та оцінок в глобальному та регіональному масштабах, які заслуговують на увагу; спрямовує наявні науково експертні знання для дослідження проблем та викликів сьогодення, та сприяє налагодженню ефективних і стратегічних партнерських відносин.

Діяльність ВМО зосереджується на виконанні головної програми ВМО ***«Нагляд за погодою у світі»*** та подальшому вдосконаленні ***«Глобальної телекомунікаційної системи»*** у контексті функціонування «системи завчасного попередження про небезпечні явища». Крім того, значні зусилля організації спрямовуються на забезпечення розширеного залучення до здійснення всесвітніх кліматичних лабораторних досліджень країн, що розвиваються, та найменш розвинених держав, передусім, африканського континенту.

Кожні 5 років збираються всесвітні конгреси ВМО, що обирають Виконавчий комітет і президента організації; регулярно працює ряд технічних комісій і робочих груп.

У червні 2019 р. на XVIII Всесвітньому метеорологічному конгресі державами-членами ВМО схвалено ***Стратегічний та Комплексний оперативний плани*** на 2020–2023 рр.

Головними цілями нового стратегічного документу ВМО визначені:

– більш ефективне задоволення суспільних потреб: надання достовірних, доступних, орієнтованих на користувача та відповідних цільовому призначенню інформації та обслуговування;
– розширення спостережень та прогнозів системи Земля: зміцнення технічного фундаменту для майбутнього; проведення цільових наукових досліджень;
– ефективне використання провідної ролі у науці в цілях поглиблення розуміння системи Земля для збільшення спектру обслуговування;
– ліквідація упущень в метеорологічному, кліматичному, гідрологічному та екологічному обслуговуваннях: вдосконалення потенціалу надання обслуговування в країнах, що розвиваються, з метою забезпечення наявності критично важливої інформації та обслуговування, необхідних для урядів, економічним галузям та громадянам;
– стратегічна перебудова структури і програми ВМО в інтересах ефективного формування політики і прийняття рішень.

Гідрометеорологічна служба України входить у цю організацію. Указом Президента України від 23 лютого 2012 року № 147 «Про Постійного представника України при Всесвітній метеорологічній організації» директора Українського гідрометеорологічного центру ДСНС України Кульбіду М. І. було призначено Постійним представником при ВМО.

В рамках співробітництва з ВМО та міжнародними організаціями Україна виконує зобов’язання перед ВМО в частині гідрометеорології за передачу оперативної інформації до Глобальної системи телезв’язку ВМО. На постійній основі до цієї системи передається синоптична інформація

з 32 метеорологічних, аерологічна – з 7 станцій, кліматична – з 30 станцій. Також здійснюється співробітництво з ВМО щодо питань підготовки інформаційно-довідкових матеріалів, опитувальників тощо, та участі спеціалістів гідрометеорологічних організації, структурних підрозділів УкрГМЦ в різних заходах ВМО (конференціях, симпозіумах, семінарах, навчальних курсах тощо).

Запитання для самоперевірки з розділу 1

1. Дайте визначення поняттю «метеорологія».
2. Дайте визначення поняттю «метеорологія».
3. Основні задачі кліматології.
4. Основні задачі метеорології.
5. Головні розділи метеорології.
6. Що вивчає агрометеорологія?
7. Що вивчає біометеорологія?
8. Що вивчає ядерна метеорологія?
9. Що вивчає радіометеорологія?
10. Що вивчає динамічна метеорологія?
11. Що вивчає синоптична метеорологія?
12. Прямі метеорологічні спостереження.
13. Непрямі метеорологічні спостереження.
14. Які метеорологічні елементи реєструються на метеорологічних станціях основного типу?
15. Які метеорологічні елементи реєструються додатково на берегових метеорологічних станціях?
16. Які метеорологічні елементи входять лише до програми спостережень обсерваторій і окремих станцій?
17. Назвіть найбільш простий вид аерологічних спостережень.
18. Температурне зондування.
19. Що використовують для дослідження високих шарів атмосфери?
20. Задача метеорологічної служби.
21. Назвіть центральні інституції Гідрометеорологічної служби в Україні.
22. Гідрологічна мережа спостережень.
23. Види гідрологічних спостережень, які здійснюються на станціях і постах Держкомгідромету України.
24. Які спеціальні види спостережень виконуються на гідрологічних станціях?
25. Гідрохімічна мережа спостережень.
26. Головні об’єкти при виборі місць для пунктів спостереження за рівнем забруднення вод.
27. Антарктичні спостереження України.
28. Задачі Всесвітньої метеорологічної організації.
29. Назвіть головні цілі Стратегічного плану ВМО, затвердженого у 2019 р.
30. Яка інформація постійно передається Україною до Глобальної системи телезв’язку ВМО?

РОЗДІЛ 2

ЗАГАЛЬНІ ВЛАСТИВОСТІ АТМОСФЕРИ

2.1. СКЛАД І БУДОВА АТМОСФЕРИ

Рисунок 2.1. *Схема вертикальної будови атмосфери*

У зв'язку з посиленням забруднення атмосферного повітря виникає ряд глобальних проблем: глобальне потепління клімату, кислотні дощі, озонові дірки. У зв'язку з цим виникає потреба знань про повітряні течії, за рахунок яких проходить розподіл газів в атмосфері. Все це потребує знань про склад та будову атмосфери. Узагальнена схема вертикальної будови атмосфери всім знайома зі шкільного курсу географії (рис. 2.1).

2.1.1. Склад нижніх шарів атмосфери

Повітря являє собою механічну суміш багатьох газів. Основними газами, що складають повітря, є азот, кисень і невелика кількість аргону. У невеликій кількості в повітрі знаходиться гелій, неон, криптон, ксенон, водень. У результаті розпаду радіоактивних елементів, що містяться в земній корі, в атмосферу проникають радіоактивні гази радон, актинон. Крім зазначених газів, у повітрі в перемінній кількості постійно присутні водяна пара, вуглекислий газ, озон, аміак, метан, оксиди азоту, пил тощо.

Атмосферне повітря містить у завислому стані частки різних твердих речовин.

Тверді частки в атмосфері можуть бути різного роду:

- космічний пил, що потрапляє в атмосферу зі світового простору, у тому числі пил, що утворюється при згорянні метеорів в атмосфері (за добу на Землю випадає близько 1000 т космічного пилу);
- частки ґрунту і гірських порід, що вивітрюються, а також пил, що викидається вулканами при виверженнях;
- частки диму, що утворюється при лісових пожежах, у топках печей на промислових підприємствах;
- мікроорганізми, спори грибів, пилок рослин і різні частки органічних речовин.

Склад сухого повітря, очищеного від зважених та інших забруднюючих речовин, однаковий на всій земній кулі і залишається постійним до порівняно великої висоти.

Хімічний склад нижніх шарів повітря (% обсягу):

- Азот – 78,09;
- Кисень – 20,94;
- Аргон – 0,93;
- Діоксид вуглецю – 0,033;
- Неон – $1{,}8 \cdot 10^{-3}$;
- Гелій – $5{,}2 \cdot 10^{-4}$;
- Ксенон – $8 \cdot 10^{-6}$;
- Оксид азоту – $2{,}5 \cdot 10^{-4}$;
- Водень – $5 \cdot 10^{-5}$;
- Метан – $5 \cdot 10^{-4}$;
- Діоксид азоту – $1{,}5 \cdot 10^{-4}$;
- Озон – $2 \cdot 10^{-6}$;
- Діоксид сірки – $2 \cdot 10^{-8}$;
- Оксид вуглецю – $1 \cdot 10^{-5}$.

Атмосферне повітря біля земної поверхні як правило, є вологим. Це значить, що до його складу, разом з іншими газами, входить водяна пара, тобто вода в газоподібному стані. Зміст водяної пари в повітрі змінюється в значних межах, на відміну від інших складових частин повітря. Це пояснюється тим, що при існуючих в атмосфері умовах водяна пара може переходити в рідкий і твердий стан і, навпаки, може надходити в атмосферу заново унаслідок випару з земної поверхні. Повітря без водяної пари називають сухим повітрям.

Водяна пара

Водяна пара безупинно надходить в атмосферу шляхом випару з водних поверхонь, з вологого ґрунту і шляхом транспірації рослин, при цьому в різних місцях і в різний час вона надходить у різних кількостях. Від земної поверхні водяна пара

поширюється нагору, а повітряними масами переноситься з одних місць Землі в інші. При зниженні температури деяка її частина конденсується, переходить у рідкий чи твердий стан. У повітрі виникають водяні крапельки і крижані кристалики хмар і туманів. Хмари можуть знову випаровуватися; в інших випадках крапельки і кристалики хмар укрупнюються і можуть випадати на земну поверхню у вигляді опадів. Унаслідок усього цього вміст водяної пари в різних частинах атмосфери безупинно змінюється.

З водяною парою в повітрі і з її переходами з газоподібного стану в рідкий і твердий пов'язані найважливіші процеси погоди й особливості клімату. Наявність водяної пари в атмосфері істотно позначається на теплових умовах атмосфери і земної поверхні. А саме:

- водяна пара сильно поглинає довгохвильову інфрачервону радіацію, що випромінює земна поверхня. У свою чергу сама випромінює інфрачервону радіацію, велика частина якої йде до земної поверхні. Це зменшує нічне охолодження земної поверхні і тим самим нижніх шарів повітря;
- на випаровування води з земної поверхні витрачається велика кількість тепла, а при конденсації водяної пари в атмосфері це тепло віддається повітрю. Хмари, що виникають унаслідок конденсації, відбивають і поглинають сонячну радіацію на її шляху до земної поверхні;
- опади, що випадають із хмар, є найважливішим елементом погоди і клімату;
- наявність водяної пари в атмосфері має важливе значення для фізіологічних процесів.

Процентний вміст водяної пари в повітрі змінюється з висотою. Водяна пара постійно надходить в атмосферу знизу, а при поширенні догори відбувається її конденсація та згущення. На висоті 5 км вміст водяної пари в повітрі в десять разів менше, ніж біля земної поверхні, а на висоті 8 км – у сто разів менше. Таким чином, вище 10-15 км вміст водяної пари в повітрі мізерно малий.

Концентрація водяної пари зменшується з висотою за наступним законом:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/\beta}, \qquad (2.1)$$

де e_z – пружність водяної пари на висоті z, гПа;

e_0 – пружність водяної пари на рівні моря (у метеорології за нульову оцінку прийнятий рівень моря);

β – емпіричний коефіцієнт (для нижніх шарів атмосфери $\beta = 5000$).

Озон

Зміна з висотою вмісту озону в повітрі особливо цікава. Поблизу земної поверхні озон міститься в незначних кількостях. З висотою вміст його зростає, причому не тільки в процентному відношенні, але і за абсолютним значенням. Максимальний вміст озону спостерігається на висотах 25-30 км; вище він зменшується і на висотах близько 60 км його практично немає.

Процес утворення озону з кисню відбувається в шарах від 15 до 60 км при поглинанні киснем ультрафіолетової сонячної радіації. Частина двохатомних молекул кисню розкладається на атоми, а атоми приєднуються до молекул кисню і утворюють трьохатомні молекули озону. Одночасно відбувається зворотний процес перетворення озону в кисень. У шари нижче 15 км озон заноситься з вище лежачих шарів при перемішуванні повітря. Зростання вмісту озону з висотою практично не позначається на концентрації азоту і кисню, тому що в порівнянні з ними озону й у верхніх шарах дуже мало. Якби можна було зосередити весь атмосферний озон під нормальним тиском, він утворив би шар тільки близько 3 мм товщиною. Але й у такій незначній кількості озон важливий тому, що, сильно поглинаючи сонячну радіацію, він підвищує температуру тих шарів атмосфери, у яких він знаходиться. Ультрафіолетову радіацію Сонця з довжиною хвиль від 0,15 до 0,29 мкм (один мікрон – тисячна частка міліметра) він поглинає цілком. Ця радіація робить фізіологічно шкідливу дію, і озон, поглинаючи її, охороняє від неї живі організми на земній поверхні.

Діоксид вуглецю

Діоксид вуглецю добре поглинає і випромінює довгохвильову променисту енергію. CO_2 відіграє велике значення в житті людей, рослин. Надходить в атмосферу головним чином при вулканічних виверженнях, а також у результаті гниття і розкладання органічних речовин, у процесі дихання, при спалюванні палива тощо.

Дослідження вмісту діоксиду вуглецю (вуглекислого газу) в атмосфері показали його збільшення за останні десятиліття. Відомо, що цей газ пропускає сонячну радіацію і не пропускає назад інфрачервоне (теплове) випромінювання Землі. Тим самим створюється так званий ***парниковий ефект*** (детальніше читай в п. 3.5 цього підручника).

Радіоактивні забруднення атмосфери створюють відходи підприємств атомної промисловості, атмосферні і наземні ядерні і термоядерні вибухи. Радіоактивні речовини переносяться повітряними потоками і зберігаються в атмосфері протягом десятиліть. Причому ще не знайдені способи штучного видалення радіоактивних продуктів з атмосфери.

2.1.2. Склад верхніх шарів атмосфери

Дослідження спектрів сяйв і світіння нічного неба, дослідження за допомогою ракет дозволили установити, що до висоти 100 км процентний вміст основних газів атмосферного повітря не змінюється. На висотах більше 100 км відбувається значна зміна складу повітря. Кисень і азот частково знаходяться в атомарному стані (причому кисень – у більшому ступені). В атмосфері присутні іони натрію, кальцію, магнію, гелію.

Вище 1000 км атмосфера складається в основному з гелію і водню, причому переважає атомарний водень. В атмосферу постійно вторгаються різні атоми з космосу. У свою чергу з атмосфери у світовий простір проникають легкі гази (процес дисипації).

Результати спостережень за допомогою ракет і супутників показали, що водень, що проникає в космос через зовнішню границю атмосфери, утворює навколо Землі так звану *геокорону*. В міру віддалення від Землі густина геокорони зменшується і на відстані 3000 км цілком переходить у міжпланетний простір.

Верхні шари атмосфери, які віддалені від земної поверхні на сотні і тисячі кілометрів, останнім часом вивчаються усе більш інтенсивно й успішно, особливо за допомогою геофізичних ракет і супутників.

Рисунок 2.2. *Полярне сяйво*

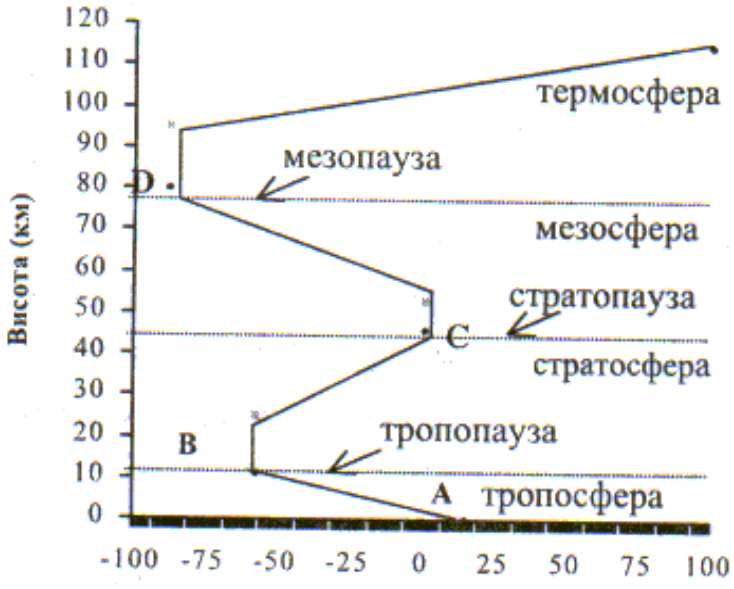
У цих шарах при поглинанні ультрафіолетового і корпускулярного сонячного випромінювання відбуваються фотохімічні реакції розкладання газових молекул на електрично заряджені атоми. Тому зазначені шари сильно іонізовані і мають дуже велику електропровідність. У них спостерігаються такі явища, як полярні сяйва (рис. 2.2) і постійне світіння повітря, що створює так зване нічне світло неба; також відбуваються складні мікрофізичні процеси, пов'язані з космічним випромінюванням. Методи вивчення всіх цих процесів своєрідні; саме їхнє дослідження мало пов'язане з вивченням атмосфери біля земної поверхні й у нижніх шарах, але тісно пов'язане з вивченням земного магнетизму.

Тому з недавнього часу прийнято виділяти науку про фізичні (і хімічні) процеси у вищих шарах атмосфери в особливу наукову дисципліну, що одержала назву *аерономії.*

2.1.3. Вертикальна неоднорідність атмосфери

За характером розподілу температури з висотою атмосфера поділяється на кілька шарів: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, екзосфера.

На рис. 2.3 представлено хід зміни температури з віддаленням від земної поверхні в атмосфері.



A – висота 0 км, t = 15 ^{0}C; B – висота 11 км, t = - 56,5 ^{0}C;
C – висота 46 км, t = 1 ^{0}C; D – висота 80 км, t = - 88 ^{0}C

Рисунок 2.3. *Хід температури повітря в атмосфері*

Тропосфера. Потужність тропосфери в наших широтах досягає 10-12 км. У тропосфері міститься основна частина маси атмосфери, тому тут найбільш яскраво виявляються найрізноманітніші явища погоди. У цьому шарі спостерігається безупинне зниження температури з висотою. Воно складає в середньому 6 ^{0}С на кожні 1000 м. Сонячні промені сильно нагрівають земну поверхню і прилягаючі нижні шари повітря.

Тепло, що йде від землі, поглинається водяною парою, вуглекислим газом, частками пилу. Вище повітря більш розріджене, водяної пари в ньому менше, а випромінюване знизу тепло вже поглинене нижніми шарами – тому повітря там холодніше. Звідси поступовий спад температури з висотою. Узимку поверхня землі сильно охолоджується. Цьому сприяє сніжний покрив, що відбиває велику частину сонячних променів і разом з тим випромінює тепло в більш високі шари атмосфери. Тому, повітря біля поверхні землі дуже часто виявляється холодніше, ніж угорі. Температура з висотою трохи підвищується. Це так звана *зимова інверсія* (зворотний хід температури). У літню пору земля нагрівається сонячними променями сильно і нерівномірно. Від найбільш нагрітих ділянок піднімаються повітряні струмки, вихри. На зміну повітрю, що піднялося, притікає повітря з боку менш нагрітих ділянок, у свою чергу заміщуючись повітрям, що опускається зверху. Виникає *конвекція,* що викликає перемішування атмосфери у вертикальному напрямку. Конвекція знищує туман і зменшує запиленість нижнього шару атмосфери. Таким чином, завдяки вертикальним рухам у тропосфері відбувається постійне перемішування повітря, що забезпечує сталість його складу на усіх висотах.

Тропосфера – це місце постійного формування хмар, опадів і інших явищ природи. Між тропосферою і стратосферою знаходиться тонкий (1 км) перехідний шар, названий тропопаузою.

Стратосфера

Стратосфера простирається до висоти 50-55 км. Стратосфера характеризується ростом температури з висотою. До висоти 35 км ріст температури відбувається дуже повільно, вище 35 км температура росте швидко. Ріст температури повітря з висотою в стратосфері пов’язаний з поглинанням сонячної радіації озоном. На верхній границі стратосфери температура різко коливається в залежності від часу року і широти місця. Розрідження повітря в стратосфері приводить до того, що небо там майже чорного кольору. У стратосфері завжди гарна погода. Небо безхмарне і лише на висоті 25-30 км з’являються перламутрові хмари. У стратосфері також має місце інтенсивна циркуляція повітря і спостерігаються вертикальні його переміщення.

Мезосфера

Над стратосферою лежить шар мезосфери, приблизно до 80 км. Тут температура з висотою падає до декількох десятків градусів нижче нуля. Унаслідок швидкого спаду температури з висотою в мезосфері сильно розвинута турбулентність. На висотах, близьких до верхньої границі мезосфери (75-90 км), спостерігаються сріблясті хмари. Найбільш імовірно, що вони складаються з крижаних кристалів.

На верхній границі мезосфери тиск повітря раз у 200 менше, ніж біля земної поверхні. Таким чином, у тропосфері, стратосфері і мезосфері разом, до висоти 80 км, міститься більше ніж 99,5 % усієї маси атмосфери. На вище розташовані шари приходиться незначна кількість повітря.

Термосфера

Верхня частина атмосфери, над мезосферою, характеризується дуже високими температурами і тому зветься термосферою. У ній розрізняються, однак, дві частини: *іоносфера*, що простирається від мезосфери до висот порядку тисячі кілометрів, і *екзосфера*, що розташована над нею. Екзосфера переходить у земну корону.

Температура тут збільшується і досягає на висоті 500-600 км +1600 ^{0}C. Гази тут сильно розріджені, молекули рідко зіштовхуються одна з одною.

Повітря в ***іоносфері*** надзвичайно розріджене. Ми уже вказували, що на висотах 300-750 км його середня густина порядку 10^{-8}-10^{-10} г/м^3. Але і при такій малій густині 1 см^3 повітря на висоті 300 км ще містить біля одного мільярда молекул або атомів, а на висоті 600 км – понад 10 мільйонів. Це на кілька порядків більше, ніж вміст газів у міжпланетному просторі.

Іоносфера, як говорить сама назва, характеризується дуже сильним ступенем іонізації повітря – вміст іонів тут у багато разів більше, ніж у нижче розташованих шарах, незважаючи на сильну загальну розрідженість повітря. Ці іони являють собою в основному заряджені атоми кисню, заряджені молекули оксидів азоту і вільні електрони.

В іоносфері виділяється кілька шарів, чи областей, з максимальною іонізацією, особливо на висотах 100-120 км (шар E) і 200-400 км (шар F). Але й у проміжках між цими шарами ступінь іонізації атмосфери залишається дуже високою. Положення іоносферних шарів і концентрація іонів у них увесь час змінюються. Скупчення електронів з особливо великою концентрацією звуться *електронними хмарами*.

Від ступеня іонізації залежить електропровідність атмосфери. Тому в іоносфері електропровідність повітря, загалом, в 10-12 разів більше, ніж у земної поверхні. Радіохвилі піддаються в іоносфері поглинанню, переломленню і відбиттю. Хвилі довжиною більше 20 м взагалі не можуть пройти крізь іоносферу: вони відбиваються електронними шарами невели-

кої концентрації в нижній частині іоносфери (на висотах 70-80 км). Середні і короткі хвилі відбиваються вище розташованими іоносферними шарами.

Саме внаслідок відбиття від іоносфери можливий далекий зв'язок на коротких хвилях. Багаторазове відбиття від іоносфери і земної поверхні дозволяє коротким хвилям зиґзаґоподібно поширюватися на великі відстані, обминаючи поверхню земної кулі. Оскільки положення і концернтрація іоносферних шарів безупинно змінюються, змінюються й умови поглинання, відбиття і поширення радіохвиль. Тому для надійного радіозв'язку необхідно безупинне вивчення стану іоносфери. Спостереження над поширенням радіохвиль саме є засобом для такого дослідження.

В іоносфері спостерігаються полярні сяйва і близьке до них за природою світіння нічного неба – постійна люмінесценція атмосферного повітря, а також різкі коливання магнітного поля – іоносферні магнітні бурі.

Іонізація в іоносфері проходить під дією ультрафіолетової радіації Сонця. Її поглинання молекулами атмосферних газів приводить до виникнення заряджених атомів і вільних електронів. Коливання магнітного поля в іоносфері і полярні сяйва залежать від коливань сонячної активності. Зі змінами сонячної активності пов'язані зміни в потоці корпускулярної радіації, що йде від Сонця в земну атмосферу. А саме корпу-скулярна радіація має основне значення для зазначених іоносферних явищ. Температура в іоносфері росте з висотою до дуже великих значень. На висотах близько 800 км вона досягає 1000°.

Говорячи про високі температури іоносфери, мають на увазі те, що частки атмосферних газів рухаються там з дуже великими швидкостями. Однак густина повітря в іоносфері настільки мала, що тіло, що знаходиться в іоносфері, наприклад супутник, не буде нагріватися шляхом теплообміну з повітрям. Температурний режим супутника буде залежати від безпосереднього поглинання ним сонячної радіації і від віддачі його власного випромінювання в навколишньому просторі.

Екзосфера

Атмосферні шари вище 800-1000 км виділяються за назвою екзосфери (зовнішньої атмосфери). Швидкості руху частинок газів, особливо легких, тут дуже великі, а внаслідок надзвичайної розрідженості повітря на цих висотах частинки можуть облітати Землю по еліптичних орбітах, не зіштовхуючись між собою. Окремі частинки можуть при цьому мати швидкості, достатні для того, щоб перебороти силу ваги. Для незаряджених частинок критичною швидкістю буде 11,2 км/с. Такі особливо швидкі частинки можуть, рухаючись по гіперболічних траєкторіях, вилітати з атмосфери у світовий простір, «вислизати», розсіюватися. Тому екзосферу називають ще сферою розсіювання. Вислизанню піддаються переважно атоми водню.

Недавно передбачалося, що екзосфера, і з нею взагалі земна атмосфера, закінчується на висотах порядку 2000-3000 км. Але з спостережень за допомогою ракет і супутників створилося уявлення, що водень, що вислизає з екзосфери, утворює навколо Землі так звану земну корону, що простирається більш ніж до 20000 км. Звичайно, густина газу в земній короні мізерно мала.

За допомогою супутників і геофізичних ракет встановлене існування у верхній частині атмосфери й у навколоземному космічному просторі *радіаційного поясу Землі*, що починається на висоті декількох сотень кілометрів і простягається на десятки тисяч кілометрів від земної поверхні. Цей пояс складається з електрично заряджених частинок – протонів і електронів, захоплених магнітним полем Землі, які рухаються з дуже великими швидкостями. Радіаційний пояс постійно втрачає частинки в земній атмосфері і поповнюється потоками сонячної корпускулярної радіації.

За складом атмосфера поділяється на *гомосферу і гетеросферу*.

Гомосфера простирається від поверхні землі до висоти близько 100 км. У цьому шарі процентний вміст основних газів не змінюється з висотою. Залишається постійним і молекулярна вага повітря.

Гетеросфера розташовується вище 100 км. Тут кисень і азот знаходяться в атомарному стані. Молекулярна вага повітря з висотою зменшується.

Чи має атмосфера верхню границю? Ні! Атмосфера не має границі, а, поступово розріджуючись, переходить у міжпланетний простір.

2.2. ОСНОВНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЕЛЕМЕНТИ

Дослідження стану атмосферного повітря здійснюється шляхом вивчення його фізичних характеристик, для чого використовують ряд метеорологічних елементів. У цьому розділі розглянемо основні метеорологічні елементи, методи їх визначення і прилади, що використовують для цього. Основними метеоелементами є:

- температура повітря;
- атмосферний тиск;
- вологість повітря;
- атмосферні опади;
- хмарність, метеорологічна дальність видимості (прозорість атмосфери);
- швидкість і напрямок вітру;
- сонячна радіація і теплове випромінювання Землі.

2.2.1. Температура повітря

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

а) у Міжнародній практичній температурній шкалі (МПТШ), тобто в градусах Цельсія. На шкалі *Цельсія (°С)* (міжнародній температурній шкалі) точка танення льоду позначена 0 °С, а точка кипіння води 100 °С. Проміжок між ними розділений на 100 частин;

б) у градусах Фаренгейта °F. На шкалі *Фаренгейта (°F)* точку танення льоду позначають 32°, а точку кипіння води 212°. Проміжок між цими реперними точками поділяють на 180 частин. В Україні, країнах СНД і в більшості інших країн прийнята шкала Цельсія, а в США – шкала Фаренгейта. Для перекладу значень температури з однієї шкали до іншої служать наступні формули:

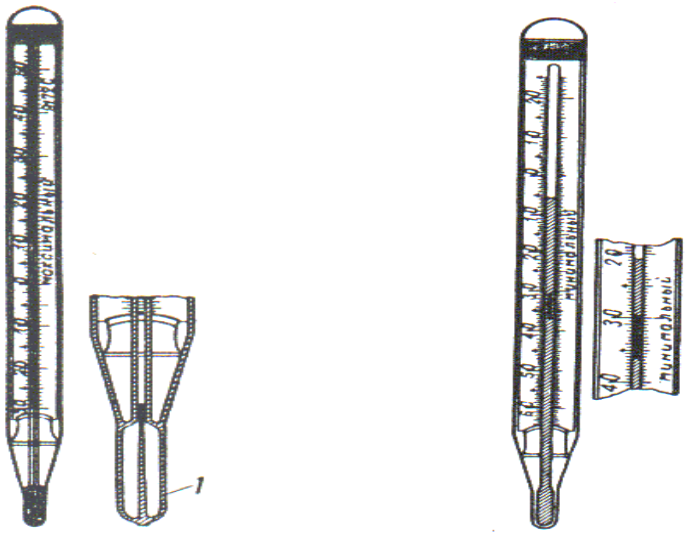
$$F = \frac{9}{5}C + 32, \qquad (2.2)$$

$$C = \frac{5}{9}(F - 32), \qquad (2.3)$$

в) у градусах Кельвіна. Ця шкала використовується переважно в наукових дослідженнях. Значення температури за нею можна співвіднести зі шкалою Цельсія так:

$$T\,(K) = 273{,}15 + t\,°C. \qquad (2.4)$$

Для виміру температури поверхні ґрунту на метеорологічних станціях застосовують терміновий, максимальний і мінімальний термометри (рис. 2.4).



а б

1 – скляний конічний стрижень

Рисунок 2.4. *Максимальний (а) і мінімальний (б) термометри*

Терміновий термометр – це ртутний термометр із поділками шкали 0,5°С. Резервуар термометра має циліндричну форму. Спостереження за цим термометром полягають у відліку показань у певні години.

Максимальний термометр (рис. 2.4 а) слугує для виміру найвищої температури за час між терміновими спостереженнями. Це ртутний термометр, зі шкалою з молочного скла. Поділки шкали термометра складають 0,5°С. Резервуар може бути циліндричним або кульковим. Межі шкали від – 36°С до + 51°С або від – 21°С до + 71°С. У дно резервуара впаяний скляний конічний стрижень *1*, що верхнім вузьким кінцем входить у капіляр. Тому на початку капіляра утворюється звуження, що перешкоджає вільному пересуванню ртуті з капіляра в резервуар. Коли температура підвищується, ртуть під дією теплового розширення проштовхується через звуження з резервуара до капіляра. При зниженні температури ртуть з капіляра назад не проходить, тому що сили зчеплення між частками ртуті не в змозі перебороти сили тертя, і в цьому місці відбувається розрив ртуті. Стовпчик ртуті, що залишився в капілярі, буде показувати максимальну температуру за визначений проміжок часу. Для того, щоб ртуть пішла назад у резервуар, термометр струшують.

Мінімальний термометр (рис. 2.4 б) слугує для виміру найнижчої температури між термінами спостережень. Цей термометр – спиртовий, має вставну шкалу з молочного скла; поділки шкали складають 0,5°С. Резервуар термометра циліндричний. Капіляр на кінці, протилежному резервуару, має розширення, у якому збирається спирт при підвищенні температури вище останньої поділки шкали. Тут накопичуються пари спирту. У середині капіляра зі спиртом мінімального термометра розміщений невеликий тонкий скляний штифтик зі стовщеними тупими кінцями. При вертикальному положенні (резервуаром нагору) штифтик вільно переміщується у середині спирту до плівки поверхневого натягу. У горизонтальному положенні він рухається в зворотній бік, до резервуару, під тиском цієї плівки. Це відбувається лише при пониженні температури. Якщо ж температура почне підвищуватися, то меніск відійде від штифта убік більш високих температур, а штифтик залишиться на рівні мінімальної температури.

2.2.2. Атмосферний тиск

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

Атмосферний тиск – це гідростатичний тиск, що створює атмосферне повітря на всі об’єкти, що перебувають у ньому. У кожному місці на Землі він різний і визначається масою

стовпа повітря, що поширюється у вертикальному напрямку від даного об'єкта до верхніх меж атмосфери. Тиск із висотою зменшується (поясніть, чому). Тому для порівняння результатів виміру атмосферного тиску на всіх метеорологічних станціях його «приводять» до тиску на рівні моря. Для цього використовується спрощена формула Лапласа:

$$po = pz = \frac{15982 + z(1 + \alpha t)}{15982 - (1 + \alpha t)}, \qquad (2.5)$$

де po й pz – відповідно, тиск, обчислений на рівні моря і виміряний на висоті z;

α – температурний коефіцієнт об'ємного розширення повітря;

$$t = \frac{to + tz}{2}, \qquad (2.6)$$

де to і tz – відповідно, температура повітря, вимірювана на станції й обчислена для рівня моря.

Виходячи із середнього градієнта температури - 0,6°С $м^{-1}$ на 100 м, $t o = t z + 6 \cdot 10^{-3} z$. На метеостанціях для зручності розрахунків користуються таблицями, складеними на основі цієї формули.

Крім абсолютного значення атмосферного тиску важливу роль відіграє визначення *баричної тенденції*, тобто характеру й інтенсивності зміни тиску за час між строками спостереження (згадайте, чому він дорівнює). Ці дані використовуються для прогнозу зміни погоди.

Атмосферний тиск є одним із найбільш важливих метеорологічних елементів. Зміна тиску у просторі і часі тісно пов'язана з розвитком основних атмосферних процесів. Так, неоднорідність тиску по горизонталі є безпосередньою причиною виникнення повітряних течій, зміна тиску у часі відображає особливості розвитку погоди. Від атмосферного тиску залежить концентрація речовин, що забруднюють атмосферне повітря: з підвищенням тиску вміст забруднюючих речовин у повітрі збільшується.

У кожній точці атмосфери тиск дорівнює вазі стовпа повітря площею 1 $м^2$, що лежить вище цієї точки і тягнеться до верхньої межі атмосфери. Тиск атмосфери в даному місці не є постійним, оскільки над цим місцем проходять різні атмосферні процеси, що змінюють цей тиск: нагрівання і охолодження повітря (тобто зменшення і збільшення його густини), низхідні і висхідні потоки тощо.

Атмосферний тиск споконвічно вимірювався в мм рт. ст. (згадайте перший прилад для виміру тиску, його автора й причину такої одиниці виміру). Зараз у системі СІ використовується для виміру атмосферного тиску Паскаль (Па), крім того в багатьох галузях науки використовується

мілібар (мбар) і мм рт. ст. Їхнє співвідношення таке: 1 Па = 10^{-2} мбар = 10^{-2} · 0,75 мм рт.ст.; 1 мбар = 10^{2} Па = 0,75 мм рт. ст.; 1 мм рт.ст. = 133,3224 Па = 1,3332 мбар.

За стандартний атмосферний тиск беруть такий, який дорівнює тиску ртутного стовпа висотою 760 мм при температурі 0 С на широті 45º на рівні моря на площу 1 $см^2$. Такий тиск тисне із силою, яка дорівнює 1013,3 гПа. За нормальний атмосферний тиск приймають тиск, що дорівнює 1000,0 гПа.

Приймаючи поверхню тіла людини середнього росту рівною 1,6 $м^3$, можна підрахувати, що загальна сила тиску повітря на рівні моря буде дорівнювати 16,5 т на поверхню тіла людини, приблизно 1 кг на 1 $см^3$ тіла. Однак людина не відчуває такого тиску і його природних змін тому, що він врівноважується пружністю поверхні людського тіла, його внутрішніх органів і тканин. Більше того, живі організми використовують силу зовнішнього тиску для забезпечення дихання. Уся система кровообігу діє за принципом різниці гідростатичних тисків. На підставі різниці парціальних тисків в організмі постійно відбувається газообмін. Так, негативний тиск, що виникає в грудній клітині під час вдихання, забезпечує надходження повітря в легені. Зовнішній тиск сприяє диханню, змінюючи тиск у пазухах носа, у придаткових порожнинах черепа, що сприяє кровообігу в мозку.

У помірних широтах періодичні добові зміни тиску, як правило, не перевищують 2-3 гПа, неперіодичні досягають декількох гПа і рідко бувають більше 10-15 гПа. Найбільш різкі зміни тиску біля земної поверхні виникають при переміщенні тропічних циклонів, коли протягом години тиск може змінюватися на 15-20 гПа. Річна амплітуда тиску в помірних і високих широтах складає 10-20 гПа, або 10 % норми.

При підвищенні барометричного тиску (у межах звичайних коливань) зростає частота пульсу, а кров'яний артеріальний тиск трохи знижується. Навпаки, при зниженні барометричного тиску артеріальний (максимальний і мінімальний), як правило, підвищується. Але і в тому, і іншому випадку в залежності від індивідуальних особливостей організму можуть мати місце різні тенденції.

Вплив барометричного тиску на людський організм найбільш чітко виявляється при гірській (високогірній) хворобі.

В основі гірської хвороби є гіпоксія (кисневе голодування), що виникає від зниження *парціального тиску* кисню вдихуваного повітря з висотою. Парціальний тиск є добуток процентного вмісту даного газу в суміші на фактичний тиск для даної висоти над рівнем моря. Парціальний тиск P_{02} визначає тиск кисню в альвеолах. Звичайно при зниженні зовнішнього атмосферного тиску знижується тиск кисню в альвеолах.

Крім фактора гіпоксії в прояві гірської хвороби бере участь і фактор гіпокапнії – нестачі вуглекислоти. В умовах спокою на рівнині у дорослої людини за 1 годину виробляється і надходить у кров близько 12 літрів вуглекислого газу, що є найважливішим стимулятором подиху і кислотно-лужного балансу в організмі. Прояв гірської хвороби у високогір'ї залежить не тільки від висоти над рівнем моря. Її ефект може підсилюватися від локальних особливостей клімату – інтенсивності сонячної радіації, компонентів вологості, амплітуди температурних коливань, зменшення кількості іонів у повітрі тощо. Ефект прояву гірської хвороби залежить також від сезонності і типу клімату, який зумовлює різну густину повітря.

Густина повітря залежить від його температури і тиску.

Залежність між вказаними величинами виражається **рівнянням Менделєєва–Клапейрона:**

$$pv = RT, \tag{2.7}$$

де p – тиск, Па;

v – питомий об'єм газу (величина, обернена густині);

R – газова стала для сухого повітря, дорівнює 287 Дж/кг-К.

Підставимо в рівняння замість *v* величину $\frac{1}{\rho}$, тоді формула набуде вигляду:

$$\rho = \frac{p}{RT}. \tag{2.8}$$

Густину вологого повітря можна визначити за формулою:

$$\rho_{âîë} = \frac{p}{RT \cdot (1+0.378e,37)} \tag{2.9}$$

де e – парціальний тиск водяної пари.

Різниця густин сухого і вологого повітря незначна при низьких температурах, але вона повинна враховуватися при високих температурах і вологості.

Атмосферний тиск уперше виміряв італійський учений **Еванджелиста Торрічеллі в 1644 році.** Скляна трубка, запаяна з одного кінця, довжиною близько 1 м була заповнена ртуттю, потім при закритому верхньому отворі перевернена і занурена в ємність, заповнену теж ртуттю, яка була відкрита. Небагато ртуті витекло з трубки в ємність, але основна частина ртуті в трубці (стовпчик ртуті висотою 760 мм) залишилася.

У трубці над ртуттю повітря немає, там утворився безповітряний простір. Те, що вся ртуть не вилилася, зумовлюється тим, що атмосфера

давить на ртуть у ємності і ртуть знаходиться в рівновазі. За законом Паскаля тиск у трубці і тиск на рівні поверхні ртуті в ємності однакові і дорівнюють атмосферному тиску. Оскільки у верхній частині трубки повітря немає, той тиск ртуті в трубці створюється тільки вагою стовпчика ртуті в трубці. Таким чином, атмосферний тиск дорівнює тиску стовпчика ртуті в трубці і висота цього стовпчика буде залежати від атмосферного тиску навколишнього повітря: чим більше атмосферний тиск, тим вище стовпчик ртуті в трубці, і отже, висота цього стовпчика може бути використана для виміру атмосферного тиску.

На рис. 2.5 наведено послідовник приладу Торрічеллі – сучасний ртутний барометр, що використовується на метеостанціях.

Рисунок 2.5. *Ртутний барометр на сучасній метеостанції*

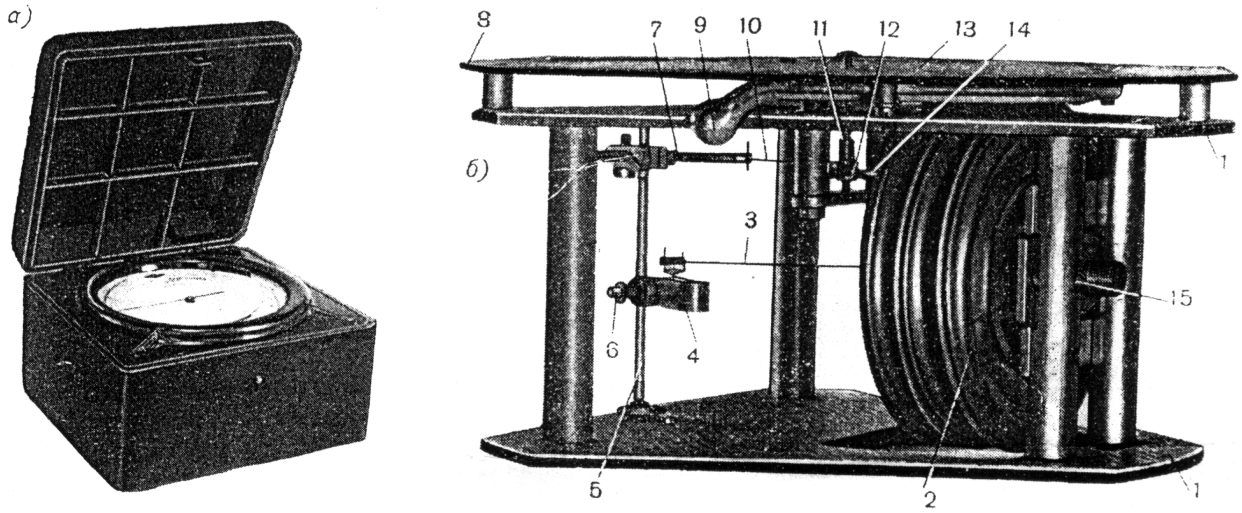
За нормальний атмосферний тиск (на рівні моря) прийняте значення 760 мм ртутного стовпа (мм рт. ст.) при температурі 0ºС. Якщо тиск атмосфери, наприклад, 780 мм рт. ст., то це значить, що повітря має такий же тиск, який створює вертикальний стовп ртуті висотою 780 мм.

Спостерігаючи щоденно за висотою ртутного стовпа в трубці, Торрічеллі помітив, що ця висота змінюється, причому зміни атмосферного тиску якось пов’язані зі зміною погоди. Прикріпивши поруч із трубкою вертикальну шкалу, Торрічеллі одержав простий прилад для виміру атмосферного тиску – *барометр*. Пізніше почали вимірювати тиск за допомогою *барометра-анероїда* («безрідинний»), у якому не використовується ртуть, а тиск вимірюється за допомогою металевої пружинки (рис. 2.6).

Оскільки найчастіше в практиці використовуються деформаційні барометри, на практичних роботах використовуються саме вони.

Принцип їхньої дії заснований на залежності пружної деформації твердих тіл від здійснюваного на них тиску.

Первинним перетворювачем для цих барометрів є елемент, чутливий до зміни тиску й перетворюючий його в лінійне переміщення – так звана барокоробка (вакуумована мембранна коробка). Вивчіть будову барометра-анероїда БАММ за рисунком і визначте напрямок тиску стовпа повітря, деформації барокоробки, дії бароблоку й передачі зусилля на стрілку.



1– плата; 2 – бароблок; 3 – тяга; 4, 7 – плечі важеля; 5 – вісь; 6, 15 – регулювальні гвинти; 8 – стрілка; 9 – термометр; 10 – шарнірний ланцюжок; 11 – вісь стрілки; 12 – ролик; 13 – шкальна плата; 14 – спіральна пружина

Рисунок 2.6. *Зовнішній вигляд барометра-анероїда БАММ (а) і його механізм (б)*

Порядок вимірів. Барометр повинен зберігатися в місці, де немає різких коливань температури, в закритому стані. Футляр відкривають лише в момент здійснення відліку. Відкривши футляр, спочатку знімають показання термометра анероїда, потім перевіряють горизонтальність розташування анероїда й знімають з нього відлік до десятої частки поділу. Записують показання в журнал, після чого його виправляють трьома виправленнями: температурним, шкаловим і додатковим, котре наведене у паспорті анероїда.

Барограф використовується для безперервної реєстрації зміни атмосферного тиску. Барографи бувають декількох конструкцій, які відрізняються в основному лише зовнішнім оформленням (рис. 2.7). Принцип їхньої роботи практично ідентичний.

Рисунок 2.7. *Зовнішній вигляд барографа*

Принцип роботи барографа також заснований на деформації мембран барокоробки. При підвищенні атмосферного тиску барокоробка стискується й через важільну систему повертає стрілку, переміщуючи її догори. При зниженні тиску коробка під впливом пружних сил мембран розширюється й стрілка переміщується вниз.

Чутливість бароблоку залежить від зміни температури, а отже, від пружності мембран. Для виключення впливу температури на показання барографа використовують термокомпенсатор.

Реєстрація тиску здійснюється на спеціальних стрічках, що накладають на барабан годинникового механізму. Барографи можуть бути *добовими* й *тижневими*. Стрічки розграфлені на горизонтальні лінії й вертикальні дуги (подумайте, чому). Горизонтальні лінії утворюють шкалу тиску в мілібарах від 960 до 1050 мбар (ціна поділу – 2 мбара, а оцифровка – через 10 мбар), за шкалою часу ціна поділу – 15 хв для добового і 2 години – для тижневого барографа.

2.2.3. Вологість повітря

Вологість повітря – це вміст у повітрі водяної пари, або вологовміст. Характеризується низкою показників.

Абсолютна вологість – це кількість водяної пари в одиниці об'єму повітря. Вимірюється в г/м³. Якщо ввести поняття пружності водяної пари (e), тобто парціального тиску водяної пари, виражене в мілібарах, то абсолютну вологість (α) можна виразити як $\alpha = 217e/T$ або $\alpha = 0{,}8e/(1+\alpha t)$, де T і t – температура водяної пари в K і $^{\circ}C$ відповідно, α – температурний коефіцієнт об'ємного розширення пари. При заданій температурі й тискові пружність водяної пари e не може бути більше максимальної кількості водяної пари пружності насичення (E).

Відносна вологість – це відношення реального вмісту водяної пари в повітрі до максимально можливого при даних метеоумовах, виражене у відсотках. Використовуючи поняття пружності водяної пари, відносну вологість (f) можна визначити як відношення пружності водяної пари, що міститься в повітрі, до пружності водяної пари насиченого повітря при температурі t, виражене у відсотках: $f = e / E \cdot 100\ \%$.

Дефіцит вологості (d) – це недостача насичення або різниця між максимально можливою пружністю водяної пари при даній температурі й пружністю водяної пари, що перебуває в повітрі: $d = E - e$.

Точка роси – це температура, при якій водяна пара, що перебуває в повітрі, досягає стану насичення при незмінному тиску.

Найпоширенішими методами виміру вологості повітря є психрометричний і гігрометричний, а найпоширенішими приладами – психрометри й волосяні гігрометри.

Методи визначення вологості повітря

Найпоширенішими методами виміру вологості повітря є психрометричний і гігрометричний. Вологість повітря можна вимірювати за допомогою станційного психрометра, аспіраційного психрометра Ассмана (рис. 2.8), волосяного чи плівкового гігрометра (рис. 2.9).

Психрометр заснований на залежності інтенсивності випару з водної поверхні від дефіциту вологості дотичного з нею повітря. Реалізується цей метод шляхом виміру зниження температури поверхні, з якої відбувається випар за рахунок витрати її тепла на випар води. Як поверхня, з якої випаровується волога, використовується тканина (шматочок батисту), що постійно або перед виміром змочується дистильованою водою. Ця тканина є конструкційним елементом психрометра (рис. 2.8).

Психрометр станційний (рис. 2.9) складається із двох термометрів, установлених на штативі, й стаканчика з дистильованою водою. Резервуар правого термометра обв'язаний батистом, кінець якого опущений у воду (потрібно стежити, щоб батист завжди був чистий, м'який і вологий і щільно прилягав до резервуара термометра).

Рисунок 2.8. *Психрометр аспіраційний*

Рисунок 2.9. *Психрометр станційний*

Психрометричний метод

Порядок вимірів. У теплу погоду перед виміром температури на сухому й змоченому термометрі необхідно переконатися, що батист добре змочений водою, після чого зняти з них показання. Далі, використовуючи психрометричні таблиці, розраховують вологість повітря. При обчисленні вологості за допомогою таблиць знаходять колонку, що відповідає обмірюваному значенню температури сухого термометра, а в горизонтальному рядку, що відповідає показанню температури змоченого термометра, знаходять значення *td, e, f* і *d.*

Оскільки таблиця розрахована для p = 1000 мбар, то для випадків p ≠ 1000 мбар знайдені значення виходять із погрішністю (якщо p > 1000 мбар, вони завищені, якщо p < 1000 мбар – занижені). Вони виключаються введенням виправлень на тиск.

Варто пам'ятати, що при температурах нижче нуля пружність водяної пари має дуже низькі значення й різниця в показаннях сухого й змоченого термометра буде дуже малою. До того ж варто враховувати, в якому стані перебуває вода на батисті – твердому або рідкому, що також фіксується в записах метеостанції. При дотриманні всіх правил здійснення вимірів в умовах негативних температур такі виміри можна здійснювати лише до температур не нижче -10 ^{0}C.

Психрометр аспіраційний заснований на тому ж приципі, що й станційний, але призначений для польових спостережень (рис. 2.8).

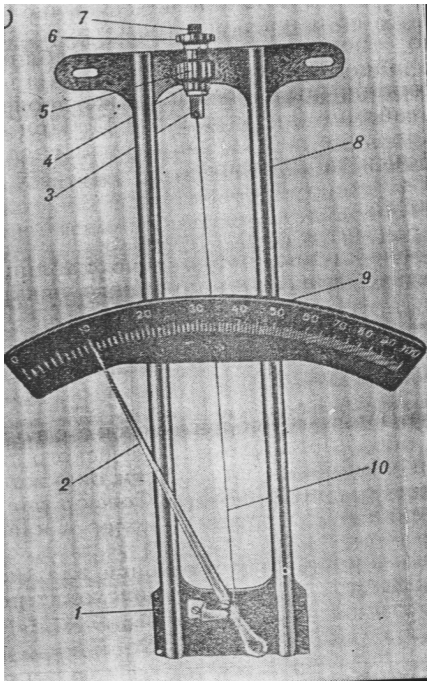
Він має аспіраційний пристрій, що забезпечує прокачування повітря через термометри з постійною швидкістю 2 м/сек, що нівелює його вплив на показання термометрів. Змочування батисту на правому термометрі здійснюється перед спостереженням гумовою грушею з піпеткою, наповненою дистильованою водою. Узимку, як і в станційному психрометрі, термометр змочують для того, щоб кірка льоду на батисті станула.

Порядок вимірів. Змочивши термометр, ключем заводять механізм аспіратора, який у момент відліку повинен працювати. Відлік роблять дуже швидко, починаючи із запису десятих часток градуса по обох термометрах, а потім цілих градусів. Варто пам'ятати, що при здійсненні спостережень, щоб уникнути похибки, вітер від аспіратора повинен дути від приладу до спостерігача, поруч не повинно бути нагрівальних приладів. За таких умов аспіраційний психрометр є найбільш точним приладом для виміру вологості в теплу пору року.

Гігрометричний метод

Гігрометр волосяний використовується цілий рік, але особливо важливий для здійснення спостережень у холодну пору року, коли психрометри не дають точних показань.

Принцип роботи заснований на здатності знежиреного людського волосся змінювати довжину при зміні вологості повітря. Розглянемо рис. 2.10 і визначимо, з яких основних частин складається прилад.



1 – рамка, 2 – стрілка,
3 – хвостовик, 4 – скоба,
5 – гайка, 6 – контргайка,
7 – гвинт, 8 – рамка,
9 – шкала, 10 – волосся

Рисунок 2.10. *Гігрометр волосяний*

Порядок установки й вимірів. Волосяний гігрометр установлюється в психрометричній будці разом із психрометром і кріпиться на штативі між сухим і змоченим термометром. Відлік по волосяному гігрометру роблять у цілих розподілах його шкали, безпосередньо після відліку по психрометру.

Гігрограф призначений для безперервної реєстрації зміни вологості повітря. Гігрографи бувають двох видів:

- *волосяний*: чутливий елемент – людське волосся (рис. 2.11);
- *плівковий*: чутливий елемент – органічна плівка.

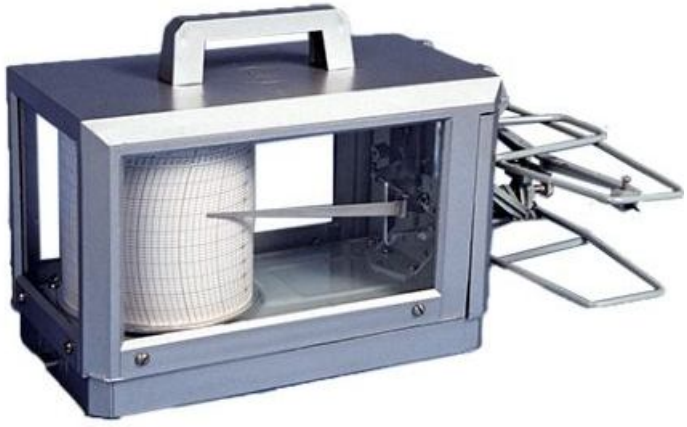


Рисунок 2.11. *Гігрограф волосяний*

За тривалістю запису бувають *добовими* й *тижневими*.

Розгляньте рис. 2.11, вивчіть пристрій і принцип роботи гігрографа. При зміні вологості повітря відбувається подовження пучка волосся, що через важіль впливає на стрілку, яка, піднімаючись нагору по стрічці барабана, фіксує значення вологості, й навпаки, при зниженні вологості повітря стрілка опускається, знову залишаючи слід на стрічці внизу, утворюючи графік динаміки вологості повітря.

2.2.4. Атмосферні опади

Атмосферні опади – це вода, що випадає в рідкому або твердому виді на поверхню землі, і предмети із хмар й атмосферного повітря внаслідок конденсації водяної пари.

Опади бувають:

1. твердi: сніг, град, крупа, ожеледь, іній.
2. рідкі: дощ, роса, туман.
3. змішані.

Опади вимірюються товщиною шару води в міліметрах, за умови їхнього рівномірного розподілу по поверхні землі й відсутності просочування в ґрунт або стікання в поглиблення. Як правило, кількість опадів визначають для певного проміжку часу (наприклад, тривалість дощу), тому що усереднення практично завжди нівелює картину, що відбулась: так, 50 мм опадів за добу і 50 мм опадів за 30 хвилин мають зовсім різну природу. У світлий час доби це можливо, але в темний час метеоролог робить виміри лише в розрахункові години, а розподіл опадів у часі і їхню інтенсивність фіксують самописи.

Опадомір Третьякова застосовується для виміру кількості рідких і твердих опадів. Розглянувши рис. 2.12, ознайомтеся із будовою і принципом роботи приладу. Зверніть увагу на те, що цебро опадоміра металеве, висотою 40 см, прийомний отвір 200 см², усередині цебра впаяна діафрагма, що має форму усіченого конуса з отвором для стоку, а до цебра припаяний носик для зливу опадів у вимірювальну склянку. Подумайте, для чого носик закривається ковпачком, навіщо всередині цебра впаяна діафрагма й чому планки вітрового захисту вгорі й знизу з'єднані ланцюжком?

Рисунок 2.12. *Опадомір Третьякова*

Порядок установки. Опадомір установлюється на відкритій площадці на стовпі так, щоб висота прийомної частини була 2 м над поверхнею землі.

Порядок вимірів. Незалежно від того, чи помітив спостерігач закінчення випадання опадів, вимір їхньої кількості здійснюється 4 рази на добу й усереднюється для доби. Для цього необхідно в строк спостереження замінити на тагані опадоміра цебро порожнім, закритим кришкою, що приноситься із приміщення, а зняте цебро заноситься в приміщення, де роблять виміри. Якщо опади рідкі, їх переливають у спеціальну склянку й записують показання; якщо опади змішані або тверді, їх вимірюють після повного танення.

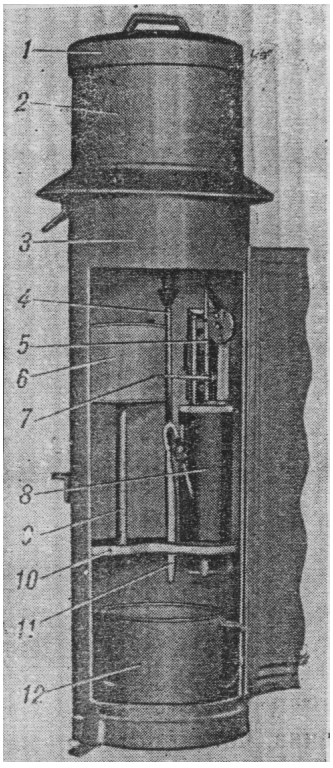
Рисунок 2.13. *Плювіограф у роботі на метеорологічному майданчику*

Плювіограф призначений для безперервної реєстрації рідких опадів, дозволяє визначити їхню кількість, інтенсивність і час випадання. Інтенсивність обчислюється в мм/хв із точністю ±0,1 мм, що вимагає реєстрації великої кількості опадів. Це забезпечується спеціальною будовою приладу, що дозволяє реєструвати опади порційно по 10 мм протягом доби (рис. 2.13).

Установка. Плювіограф установлюється на метеорологічному майданчику так, щоб верхній його край був на висоті 2 м від поверхні землі чітко в горизонтальному положенні (рис. 2.13). На період з температурами нижче нуля градусів прилад піддається консервації й зберігається у приміщенні.

Розгляньте на рис. 2.14 будову плювіографа й простежте шлях опадів, що потрапили в нього. Потрапивши в посудину (2), вода стікає по зливальній трубці циліндричної посудини в камеру (8), де підіймається поплавець, що перебуває в ній. Перо, що підіймається останнім, креслить на стрічці криву, кут нахилу якої тим крутіше, чим інтенсивніше опади. Якщо вода в камері досягає рівня, на якому перебуває вигин сифону (11), починається її злив, тобто включається механізм примусового зливу (5), різко опускаючи перо (7), тому на стрічці чергуються криві й прямі вертикальні лінії. Дані про кількість й інтенсивність опадів можуть бути отримані тільки після обробки стрічки.

Інтенсивністю опадів називають їхню кількість у мм, що випадає за одну хвилину.



1 − кришка,
2 − прийомна посудина,
3 − кожух, 4 – трубка з лійкою,
5 − механізм примусового зливу,
6 − барабан годинни-кового механізму,
7 − перо, 8 – поплавкова камера,
9 − стійка, 10 − плата, 11 − сифон,
12 – водозбірна посудина

Рисунок 2.14. *Плювіограф П-2*

Снігомірні спостереження

Ці спостереження містять у собі вимір висоти й щільності снігу, визначення запасів води, що міститься в ньому, наявності в його товщі крижаної кірки, визначення ступеня вкритості ґрунту снігом і характеру залягання сніжного покриву. Розрізняються такі види спостережень за сніговим покривом:

- щоденні;
- ландшафтно-маршрутні снігомірні зйомки;
- спеціальні снігомірні зйомки.

Термін і обсяг цих спостережень визначені в Настановах гідрометеостанціям і постам.

2.2.5. Хмарність, метеорологічна дальність видимості

Хмарність. Хмари являють собою систему крапель води або крижаних кристаликів, чи тих та інших разом, зважених в атмосфері на деякій висоті над земною поверхнею. Сукупність хмар на небесному зводі називають хмарністю.

Вивчення хмарності дозволяє характеризувати не тільки реальний стан приземного шару атмосфери, але й здійснювати прогноз погоди. На метеостанціях визначається кількість, форма й висота нижньої границі хмар. Крім останньої характеристики всі показники знімаються візуально. *Кількістю хмар* називають ступінь покриття неба хмарами. Вона визначається візуально за десятибальною шкалою (від 0 до 10 балів). Один бал означає, що хмарами покрита одна десята частина неба. Безхмарному небу відповідає 0 балів, а повному покриттю неба хмарами – 10 балів.

Форма співвідноситься з Атласом хмар. Висота може також визначатися візуально (якщо спостерігач має достатній досвід), але ці дані не надійні, тому використовуються або кулі-пілоти, або прилади типу ВВХ (вимірник висоти хмар), що працюють за принципом фіксації відбитого сигналу (рис. 2.15).

Рисунок 2.15. *Датчик і приймач світлових імпульсів ВВХ - 1М*

Метеорологічна дальність видимості – це найменша відстань, на якій об'єкт, що спостерігається, під впливом атмосферного серпанка не відрізняється від навколишнього його тла, тобто стає невидимим.

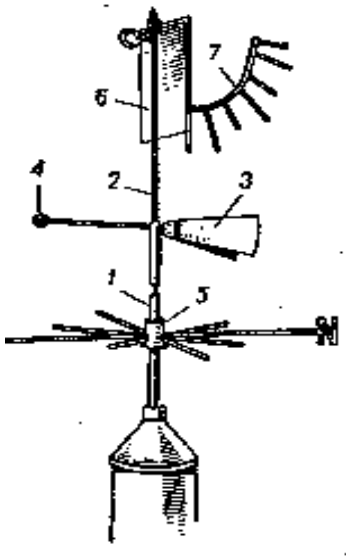
2.2.6. Швидкість і напрямок вітру

Вітер – це горизонтальне переміщення повітряних мас відносно земної поверхні. Вітер характеризується швидкістю й напрямком. Крім цих параметрів у метеорології особлива увага приділяється мінливості швидкості й напрямку вітру в часі (поривчастості вітру).

Швидкість і напрямок вітру на метеостанціях вимірюють на висоті 10–12 метрів від поверхні землі. Напрямок вітру визначається тією точкою обрію, звідки він дме. Для позначення напрямку вітру в метеорологічній практиці використовують 16 румбів. Відлік ведеться від півночі через схід. Для позначення румбів використовуються початкові букви назв сторін світу: північ (Пн), південь (Пд), схід (Сх), захід (Зх), іноді користуються латинськими буквами, відповідно, *N, S, W, E*. При позначенні проміжних румбів називають обидва румби, причому починають із основного (північ або південь). Наприклад, якщо напрямок перебуває між північчю й заходом, то записують ПнЗх. Якщо між північчю й північним заходом, то пишуть ПнПнЗх (табл. 2.1).

Швидкість вітру прийнято виражати в м/с, у деяких випадках – у км/год. Прилади, якими вимірюють швидкість вітру, називають **анемометрами**, а швидкість і напрямок вітру – **анеморумбометрами**. Якщо прилад реєструє напрямок і швидкість вітру, це самопис – **анеморумбограф.**

Дуже часто в практиці використовують *флюгери*, *флюгарки*, *вітрові конуси,* тощо. Напрямок руху повітря визначається за допомогою ***флюгера*** (рис. 2.16). Це найбільш розповсюджений прилад



1– сталевий стрижень;
2– металева трубка; 3 – лопати;
4– противага; 5 – муфта;
6 –покажчик швидкості вітру

Рисунок 2.16. *Флюгер Вільда*

для спостережень за напрямком вітру на метеорологічних станціях. На вертикальний сталевий стрижень (1), загострений зверху, вдягнена металева трубка (2), закрита зверху. Трубка спирається на вістря стрижня і вільно обертається довкола нього. На нижню частину трубки вдягнена флюгерка, що складається з двох лопат (3), що розходяться під кутом 22 °, і противаги (4) у вигляді металевої кулі, що укріплена на горизонтальному стрижні. Під дією вітру флюгерка встановлюється так, що противага вказує на напрямок повітряного потоку. Для визначення напрямку вітру в румбах на вертикальному стрижні 1 за допомогою спеціальної муфти 5 прикріплені 8 металевих лозин, орієнтованих за сторонами світу. На одному з них закріплена буква N, яка спрямована на північ.

Таблиця 2.1

Назви і позначення румбів

Назва	Скорочена міжнародна	Скорочена українська	Азимут, °	Румб
Північний	N (норд)	П	0 (360)	1
Північно-північно-східний	NNE (норд-норд-ост)	ППС	22,5	2
Північно-східний	NE (норд-ост)	ПС	45	3
Східно-північно-східний	ENE (ост-норд-ост)	СПС	67,5	4
Східний	E (ост)	С	90	5
Східно-південно-східний	ESE (ост-зюйд-ост)	СПдС	112,5	6
Південно-східний	SE (зюйд-ост)	ПдС	135	7
Південно-південно-східний	SSE (зюйд-зюйд-ост)	ПдПдС	157,5	8
Південний	S (зюйд)	Пд	180	9
Південно-південно-західний	SSW (зюйд-зюйд-вест)	ПдПдЗ	202,5	10
Південно-західний	SW (зюйд-вест)	ПЗ	225	11
Західно-південно-західний	WSW (вест-зюйд-вест)	ЗПдЗ	247,5	12
Західний	W (вест)	З	270	13
Західно-південно-західний	WNW (вест-зюйд-вест)	ЗПдЗ	292,5	14
Північно-західний	NN (норд-вест)	ПЗ	315	15
Північно-північно-західний	NNW (норд-норд-вест)	ППЗ	337,5	16

Флюгер установлюється строго вертикально на дерев’яному стовпі чи металевому стрижні висотою 10–12 м від поверхні землі. Від високих

предметів (будинків, дерев) флюгер повинен бути піднесений на відстань, рівну 10-кратній висоті цих предметів.

Для того щоб визначити напрямок вітру за флюгером, потрібно підійти до підмурівка стовпа, на якому він установлений, стати під покажчиком прямо і, спостерігаючи за коливаннями флюгерки протягом 2 хвилин, визначити її середнє положення стосовно покажчиків сторін обрію.

Характеристика вітру за напрямком і швидкістю визначається візуально. Напрямок вітру вважають постійним у тому випадку, якщо за час спостережень противага коливається в межах одного румба; в іншому випадку вітер характеризується як мінливий. За швидкістю вітер називають рівним, якщо дошка коливається протягом 2 хвилин біля одного штифта або між двома сусідніми штифтами. Якщо діапазон коливань більше двох штифтів, вітер називають рвучким, при цьому швидкість різко змінюється, зростаючи до деякого максимуму, і потім зменшується.

Для визначення напрямку й швидкості вітру використовують також ***анеморумбометри*** (рис. 2.17).

а)

б)

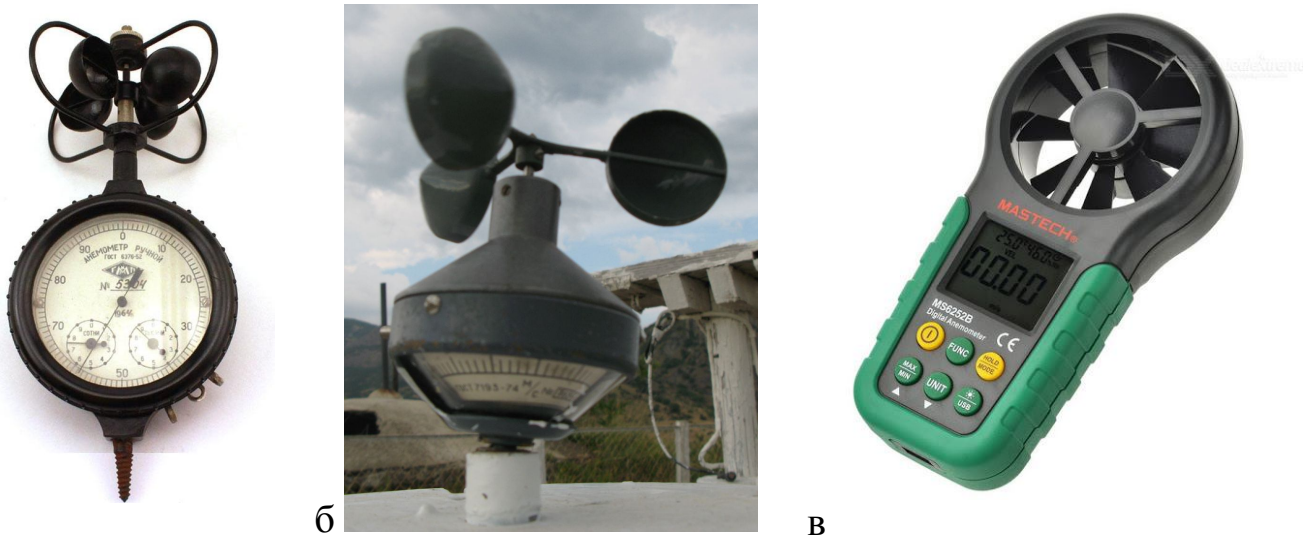
Рисунок 2.17. *Прилади (флюгер Вільда і анеморумбометри) для спостереження за швидкістю і напрямом вітру зовні (а) і всередині (б) приміщення метеостанції*

Принцип дії анеморумбометра заснований на перетворенні вимірювальних характеристик швидкості й напрямку вітру в електричні величини, що передаються по сполучному кабелю у відповідні вузли вимірювального пульта. Прилад складається з датчиків швидкості і напрямку вітру, вимірювального пульта й блоку живлення.

Однак, не дивлячись на простоту конструкцій, вони вимагають щоденного догляду (очищення від снігу, пилу тощо), у протилежному випадку їхні показання будуть неточними. Тому в наукових цілях вони практично не використовуються.

Швидкість вітру вимірюється за допомогою анемометрів. За конструкцією прийомної частини розрізняють два основні види анемометрів (рис. 2.18):

- *чашкові* (із півкулями) для виміру середньої швидкості вітру будь-якого напрямку в межах від 1 до 20 м/с;
- *крильчасті* (із млинком) для виміру середньої швидкості спрямованого повітряного потоку від 0,3 до 5 м/с. Крильчасті анемометри застосовуються здебільшого в каналах вентиляційних систем.



а б в

Рисунок 2.18. *Анемометри ручні чашкові та цифровий крильчастий*

<u>Чашковий анемометр</u> застосовується для виміру середньої швидкості вітру в межах від 1 до 20 м/сек. Прийомна частина ручного чашкового анемометра складається з металевої хрестовини, на кінцях якої укріплені чотири порожні півкулі, звернені опуклостями в один бік (рис. 2.18 а та б). Півкулі захищені від механічних ушкоджень спеціальною рамкою і надягнені на вісь. Вісь, у своїй нижній частині, має черв'ячну (гвинтову) нарізку, якою вона з'єднується з рядом шестірень передавального механізму, укладеного в пластмасовий чи металевий корпус. Рахунковий механізм має три циферблати. На одному з них (великому) нанесені поділки від 0 до 100, на іншому – сотні поділок і на третьому – тисячі. У нижній частині футляра збоку є аретир, за допомогою якого перша шестірня передавального механізму може бути відведена чи з'єднана з черв'ячною нарізкою осі. У першому випадку обертання півкуль під впливом вітру відбувається у холосту (лічильник відключений), у

другому – воно передається на стрілки циферблатів (лічильник включений). З обох боків аретира є два нерухомих кільця, якими користуються для включення лічильника за допомогою шнурка у тому випадку, коли анемометр знаходиться високо і до аретира не можна дістати рукою. Шнурок прив'язують до кінця аретира серединою, а кінці його просмикують через нерухомі кільця.

Під час вимірів анемометр установлюється на потрібній висоті, угвинчуючи його в рейку вертикально. Включають прилад через 20-30 секунд після початку обертання чашок. Записують показники всіх трьох стрілок. Показники знімають повторно через 10 хвилин, провівши відповідні розрахунки, знаходять середню швидкість вітру в м/сек за градуювальною кривою, що є у повірочному свідоцтві кожного приладу.

Для побутових спостережень чи досліджень, у яких відтровий режим вивчається як неосновний, використовують цифровий анемометр (рис. 2.18 в).

Нерідко суворість клімату залежить не стільки від температури і вологості повітря, скільки від сильного вітру. Тому для відмінних від штильних погодних умов з температурою повітря нижче -7º С використовується поняття **«жорсткості погоди».** Один з підходів оцінки «жорсткості погоди» полягає в наступному: до модуля фактичної температури додається виправлення зниження температури за рахунок швидкості вітру.

Вітер є одним із провідних факторів, що формують реакції тепловідчуття і процеси теплообміну. При низьких температурах вітер підсилює тепловіддачу, що може сприяти переохолодженню організму, виникненню холодового стресу. Навпаки, при високих температурах вітер підсилює турбулентний тепловий обмін і знижує тенденцію дискомфорту.

Одним із характерних метеопатичних проявів, пов'язаних з вітром, є ефект «протягу». Холодове подразнення навіть невеликої ділянки шкіри в умовах перебування в більш теплому просторі (особливо в приміщенні) може привести до порушення кровопостачання м'язів, слизових оболонок, виникнення умов для розмноження патогенних мікроорганізмів у носо-глотці – у підсумку до виникнення респіраторних захворювань, захворювань за типом ревматичних реакцій. Навпаки, у випадку високих температур і високої вологості протяг (при температурі до +32º С) у більшості випадків є сприятливим фактором, що знижує дискомфорт «духоти».

2.3. МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА

Результати взаємодії деяких атмосферних процесів, що характеризуються визначеними сполученнями декількох метеорологічних елементів, називаються *атмосферними явищами.*

До атмосферних явищ належать: гроза, заметіль, курна буря, туман, смерч, полярне сяйво й інші.

Всі метеорологічні явища, за якими здійснюються спостереження на метеорологічних станціях, поділяються на такі групи:

- ***гідрометеори***, які являють собою скупчення рідких і твердих або тих і інших разом часток води, завислих у повітрі (хмари, тумани), що випадають в атмосфері (опади); що осідають на предметах біля земної поверхні в атмосфері (роса, іній, ожеледь, паморозь); або піднятих вітром з поверхні землі (хуртовина);
- ***літометеори*****,** що являють собою скупчення твердих (не водних) частинок, які піднімаються вітром із земної поверхні та переносяться на деяку відстань або зависають у повітрі (курний поземок, пилові бурі та інші);
- ***електричні явища***, до яких належать прояви дії атмосферної електрики, які ми бачимо або чуємо (блискавка, грім);
- ***оптичні явища*** в атмосфері, що виникають у результаті відбиття, заломлення, розсіювання та дифракції сонячного або місячного світла (гало, міраж, веселка та інші) (рис. 2.19);
- ***некласифіковані (різні) явища*** в атмосфері, які важко віднести до якого-небудь виду, вказаного вище (шквал, вихор, смерч).

Рисунок 2.19*. Оптичні явища в атмосфері (веселка, гало)*

Запитання для самоперевірки з розділу 2

1. Дайте загальну характеристику атмосферних шарів.
2. Як змінюється температура з висотою і чому?
3. Як змінюється тиск в атмосфері і чому?
4. Яка роль і механізм дії озонового шару?
5. Дайте характеристику високих шарів атмосфери.
6. Характеристика тропосфери.
7. Характеристика стратосфери.
8. Характеристика мезосфери.
9. Термосфера.
10. Дайте визначення погоди.
11. Дайте визначення клімату.
12. Проілюструйте зв'язок атмосфери з Сонцем і земною поверхнею.
13. Від чого залежить склад сонячної радіації, який він?
14. Дайте характеристику теплообігу як кліматоутворюючого процесу.
15. Дайте характеристику вологообігу як кліматоутворюючого процесу.
16. Дайте характеристику атмосферної циркуляції як кліматоутворюючого процесу.
17. Які є види місцевої циркуляції?
18. В чому полягає використання методів спостереження і експерименту у метеорології?
19. Як використовують статистичні методи, фізико-математичний аналіз у метеорології?
20. Як використовують карти у метеорології?
21. Розкрийте поняття „метеорологічні спостереження".
22. Що належить до метеорологічних величин?
23. Що відносять до метеорологічних елементів?
24. Чому метеоспостереження мають бути тривалими і безперервними?
25. У чому полягають основні принципи програми спостереження на метеостанціях?
26. Які метеорологічні величини реєструються на метеорологічних станціях основного типу?
27. Як спостерігають за вітром?
28. Що таке хмарність?
29. Що таке горизонтальна видимість?
30. Які явища реєструють на метеорологічних станціях?

РОЗДІЛ 3

РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

3.1. ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ РАДІАЦІЙНОГО РЕЖИМУ В АТМОСФЕРІ

Основним джерелом енергії майже всіх природних процесів, що відбуваються на поверхні землі й в атмосфері, є променистa енергія, що надходить на Землю від Сонця. Енергія, яка поступає до поверхні землі з глибинних її шарів, виділяється при радіоактивному розпаді, приноситься космічними променями, а також випромінювання, яке приходить до Землі від зірок, дуже малі в порівнянні з випромінюванням, яке приходить до Землі від Сонця.

Крім променистої енергії, тобто електромагнітних хвиль, від Сонця приходять до Землі також різні потоки заряджених часток, головним чином електронів і протонів.

Сонце – це газовий шар радіусом 695300 км.
Радіус Сонця в 109 разів більше радіуса Землі.

Відстань між центрами Землі та Сонця в середньому складає $1{,}496 \cdot 10^8$ км. Сонце складається в основному із водню (64 %) та гелію (32 %). На інші елементи припадає всього 4 % його маси. В надрах Сонця відбуваються ядерні реакції, при яких виділяється величезна кількість енергії. Температура Сонця складає 20-40 мільйонів градусів Кельвіна.

Основна частина променистої енергії, випромінюваної Сонцем, являє собою ультрафіолетові, видимі й інфрачервоні промені, тобто має довжини хвиль від 0,1 до 30 мкм. Ця частина електромагнітного випромінювання Сонця називається ***сонячною радіацією***.

Випромінювальною здатністю тіла E_λ називається кількість енергії визначеної довжини хвилі λ, що випускається в одиницю часу одиницею поверхні тіла. Вона залежить від природи тіла, його абсолютної температури і довжини хвилі.

Променистa енергія, що потрапляє на яке-небудь тіло, частково поглинається ним і частково відбивається. Тіло, що поглинає всю падаючу на нього променисту енергію, називається ***абсолютно чорним***. У природі таких тіл не існує. Тіло, що відбиває всю падаючу на нього енергію, називається ***дзеркальним***. Таких тіл у природі теж не існує.

Число, що показує, яка частина падаючої на тіло променистої енергії з довжиною хвилі λ поглинається ним, називається його *поглинаючою здатністю.*

Закон Кірхгофа. *Відношення випромінювальної здатності тіла до його поглинаючої здатності є величина постійна для всіх тіл і дорівнює випромінювальній здатності ε_λ абсолютно чорного тіла при тій же температурі.*

$$\frac{E_\lambda}{k_\lambda} = \varepsilon_\lambda. \qquad (3.1)$$

Випромінююча здатність тіла пропорційна його поглинальній здатності.

Із закону Кірхгофа випливає, що при заданій температурі тіло випромінює променисту енергію якої-небудь довжини хвилі λ, то при тій же температурі воно і поглинає променисту енергію тієї ж довжини хвилі.

Закон Стефана–Больцмана. *Повна випромінювальна здатність чорного тіла ε пропорційна четвертому ступеню його абсолютної температури.*

$$\varepsilon = \sigma \cdot T, \qquad (3.2)$$

де σ – постійна Стефана–Больцмана;

T – температура поверхні, що випромінює, К.

Повна випромінююча здатність природних поверхонь дещо менше випромінюючої здатності абсолютно чорного тіла. Тому для природних поверхонь закон Стефана–Больцмана має такий вигляд:

$$E = \delta \cdot \sigma \cdot T^4, \qquad (3.3)$$

де δ – відносний коефіцієнт випромінювання.

Закон Віна. *Добуток довжини хвилі λ_m, який відповідає максимальній випромінювальній здатності тіла, на його абсолютну температуру T є величина постійна*.

$$\lambda_т \cdot T = 2898 \text{ мкм}\cdot\text{град}. \qquad (3.4)$$

Формула (3.4) дозволяє знайти температуру тіла, якщо відома довжина хвилі, яка відповідає максимальній випромінювальній здатності тіла. Та

навпаки, можна визначити довжину хвилі, на яку при випромінюванні тіла при заданій температурі приходиться найбільша енергія. Із закону Віна випливає, що чим вище температура абсолютно чорного тіла, тим коротші хвилі, на які припадає максимум енергії в його випромінюванні. Таким чином, при зміні температури тіла положення максимуму енергії в його спектрі зсувається в сторону більш довгих або більш коротких хвиль. Тому закон Віна зветься також «законом зсуву».

Сонячною постійною (S_0) зветься густина потоку сонячної радіації на верхній границі атмосфери при середній відстані від Землі до Сонця.
За міжнародною угодою прийнято значення $S_0 = 1{,}382$ *Вт/м*^{2}.

3.2. ПОТОКИ СОНЯЧНОЇ ЕНЕРГІЇ

Сонячна радіація, що надійшла на верхню границю атмосфери, на своєму шляху до земної поверхні потерпає ряд змін, викликаних її поглинанням і розсіюванням в атмосфері.

Радіація, що надійшла від Сонця в атмосферу і потім на земну поверхню у вигляді рівнобіжного пучка променів, називається *прямою радіацією.*

Частина сонячної радіації розсіюється молекулами атмосферних газів і аерозолями і надходить до земної поверхні у вигляді *розсіяної радіації.*

Частина сонячної радіації, що відбивається від земної поверхні й атмосфери (в основному від хмар), називається *відбитою радіацією***.**

Земля й атмосфера безупинно випромінюють невидиму інфрачервону радіацію. Випромінювання Землі майже цілком поглинається атмосферою. Частина випромінювання атмосфери, спрямована до Землі, називається ***зустрічним випромінюванням атмосфери***.

Частина атмосферного випромінювання, що спрямована догори і пройшла через усю товщу атмосфери та іде у світовий простір, називається ***випромінюванням атмосфери, що іде***.

Усі перераховані потоки променистої енергії відрізняються один від одного за спектральним складом, тобто за довжинами хвиль. У метеорології прийнято розглядати радіацію:

- короткохвильову (довжини хвиль 0,1 – 4 мкм);
- довгохвильову (4 – 120 мкм).

Променистa Сонячна радіація в основному є *короткохвильовою* (ультрафіолетова, видима, інфрачервона).

Радіація *земної поверхні й атмосфери є довгохвильовою*.

Енергія характеризується потоком радіації.

Потік радіації – це кількість променистої енергії, що надходить в одиницю часу на одиницю поверхні. Виміряється в Вт/м^2.

Кількість прямої радіації S, що приходить в одиницю часу на одиницю поверхні, перпендикулярної сонячним променям, називається *густиною потоку прямої радіації*.

Розділ метеорології, що вивчає сонячну, земну й атмосферну радіацію, називається ***актинометрією***. Основна задача актинометрії – вимір потоків променистої енергії.

Розсіювання радіації в атмосфері відбувається головним чином молекулами атмосферних газів і аерозолями (пил, краплі туману, хмар). Інтенсивність розсіювання залежить від кількості часток, що розсіюють, в одиниці об'єму, від їхньої величини і природи, а також від довжин хвиль радіації, що розсіюється.

За ***законом Релея*** *інтенсивність молекулярного розсіювання назад пропорційна четвертому ступеню довжини хвилі*, тобто:

$$K = C/\lambda^4, \qquad (3.5)$$

K – коефіцієнт інтенсивності розсіювання;

λ – довжина хвилі,

C – коефіцієнт, що залежить від числа молекул газу в одиниці об'єму газу і від природи газу.

Таблиця 3.1

Значення коефіцієнта розсіювання в чистому і сухому повітрі при нормальному тиску для різних довжин хвиль

λ, мкм	0,760 (червоні)	0,589 (жовті)	0,486 (блакитні)	0,396 (фіолетові)
$K \cdot 10^{-7}$	0,31	0,86	1,9	4,4

З таблиці 3.1 видно, що промені розсіюються тим сильніше, чим менше довжина хвилі. Фіолетові промені розсіюються в 14 разів сильніше червоних. Цим пояснюється блакитний колір неба. Хоча фіолетові і сині промені розсіюються ще сильніше, ніж блакитні, їхня енергія значно менше. Тому у розсіяному світлі переважає блакитний колір.

3.2.1. Фактори, що впливають на прихід прямої радіації до земної поверхні

При проходженні променевої енергії через атмосферу відбувається її послаблення, яке зумовлене поглинанням і розсіюванням. Розсіювання переважає у видимій частині спектра, а поглинання – в ультрафіолетовій. Послаблення потоку радіації залежить від довжини шляху, що проходить потік в атмосфері, та від прозорості атмосфери на цьому шляху. Довжина шляху променя в атмосфері, залежить від висоти Сонця. При положенні Сонця в зеніті промені проходять найбільш короткий шлях в атмосфері. При цьому маса атмосфери, яку проходять промені, приймається за умовну одиницю (m=1). По мірі опускання Сонця до горизонту шлях променів збільшується, а тому збільшується і маса атмосфери. Як показали розрахунки, при цьому маса атмосфери в 34,4 рази більша, ніж при положенні Сонця в зеніті.

Послаблення потоку прямої радіації в земній атмосфері характеризується *коефіцієнтом прозорості* та *фактором мутності*.

Таким чином, потік прямої радіації і її спектральний склад залежать від таких чинників:

1. *Висота Сонця.* Зі збільшенням висоти місця над рівнем моря потік прямої радіації збільшується, тому що зменшується товщина атмосфери, що пронизується сонячними променями, внаслідок чого менше розсіюється потік прямої радіації.

2. *Прозорість атмосфери.* Прозорість атмосфери залежить від змісту поглинаючих газів і аерозолів, зокрема від наявності хмар і туману. Велика частина аерозолів і водяна пара, що розсіюють радіацію, знаходяться в нижніх шарах атмосфери. Густі хмари нижнього ярусу практично не пропускають пряму радіацію.

Коефіцієнт прозорості – це відношення потоку прямої сонячної радіації, який пройшов через атмосферу при оптичній масі атмосфери, що дорівнює одиниці, до потоку сонячної радіації на верхній границі атмосфери.

Фактор мутності – це кількість маси сухої та чистої атмосфери (ідеальної атмосфери), яка потрібна для того, щоб отримати таке ж послаблення сонячної радіації, яке дає запилена, волога, інакше кажучи, реальна атмосфера.

3.2.2. Розсіяна та сумарна сонячна радіація

Розсіяна радіація залежить від наступних факторів:

1. Чим більше висота Сонця, тим більше потік розсіяної радіації.

2. Потік розсіяної радіації збільшується при збільшенні помутніння атмосфери.

3. Потік розсіяної радіації значно збільшується при наявності світлих і тонких хмар.

4. Прихід розсіяної радіації залежить від характеру підстилаючої поверхні, у першу чергу від її відбивної здатності, тому що радіація, відбита від поверхні, вдруге розсіюється в атмосфері і частина її знову потрапляє на поверхню, де додається до первинно розсіяної радіації. Особливо помітно збільшує розсіяну радіацію сніжний покрив, що відбиває до 70-90 % падаючих на нього прямих і розсіяних променів. Чим менше висота Сонця, тим сильніше збільшується розсіяна радіація за рахунок вторинного розсіювання.

5. Зі збільшенням висоти над рівнем моря розсіяна радіація при ясному небі зменшується, тому що зменшується товща вище лежачих шарів атмосфери, що розсіюють. Але при наявності хмар розсіяна радіація в підхмарному шарі атмосфери збільшується з висотою.

Сумарна радіація (Q) – це сума прямої (S’) і розсіяної радіації (D).

$$Q = S` + D. \qquad (3.6)$$

Склад сумарної радіації, тобто співвідношення між прямою і сонячною радіацією змінюється в залежності від висоти Сонця, прозорості атмосфери і хмарності.

Сумарна радіація, що приходить на яку-небудь поверхню, частково поглинається нею і частково відбивається.

3.2.3. Альбедо земної поверхні

Відношення короткохвильової радіації, відбитої даною поверхнею, до сумарної радіації, що надходить, виражене в частках чи одиниці в %, називається *відбивною здатністю***,** або *альбедо* (А).

Розрахувати альбедо можна за формулою:

$$A = R_k/Q, \qquad (3.7)$$

де R_k – потік відбитої радіації.

Альбедо земної поверхні залежить від її властивостей і стану: кольору, вологості, шорсткості, наявності і характеру рослинного покриву. Темні і шорсткуваті ґрунти відбивають менше, ніж світлі і гладкі. Вологі ґрунти відбивають менше, ніж сухі, тобто вони темніші. Альбедо водяних поверхонь у середньому менше, ніж альбедо поверхні суші. Пояснюється це тим, що сонячні промені значно глибше проникають у прозорі для них верхні шари води, чим у ґрунт. У воді вони розсіваються і поглинаються. У зв'язку з цим на альбедо води впливає ступінь її мутності: для забрудненої і мутної води альбедо зростає в порівнянні з чистою водою.

3.3. ДОВГОХВИЛЬОВЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ Й АТМОСФЕРИ

Природні поверхні ґрунту, води, снігу або рослинності, а також штучно створені людиною поверхні будинків, споруджень, вуличне покриття тощо, що поглинають поступаючу сонячну радіацію, а також випромінюють енергію в навколишній простір, називаються ***діяльними поверхнями***.

Атмосфера, поглинаючи деяку частину сонячної радіації, що надходить до неї, і велику частину випромінювань земної поверхні, у свою чергу сама випромінює невидиму інфрачервону радіацію. Деяка частина цього випромінювання (37-38 %) іде нагору, у світовий простір, і називається ***випромінюванням, що іде***, E_1, а інша, велика частина його спрямована до земної поверхні і має назву ***зустрічного випромінювання атмосфери*** E_a. Про спектральний склад зустрічного випромінювання можна судити виходячи з наступних розумінь.

Довгохвильову радіацію діяльного шару в атмосфері поглинають головним чином водяна пара і вуглекислий газ. Але кількість вуглекислого газу в атмосфері незначна в порівнянні з водяною парою. Тому практично довгохвильову радіацію поглинає тільки водяна пара. Він же є й одним з основних джерел зустрічного випромінювання. Таким чином, діяльна поверхня, втрачаючи тепло внаслідок випромінювання, у той же час одержує деяку кількість тепла від частини зустрічного випромінювання атмосфери, що поглинається нею.

Отже, у природних умовах на діяльній поверхні взаємодіють два потоки довгохвильової радіації: земне випромінювання $E_з$ і поглинена частина зустрічного випромінювання атмосфери δE_a. Різниця цих потоків є фактична втрата тепла діяльною поверхнею у виді променистої енергії. Вона називається ***ефективним випромінюванням***:

$$E_{еф} = E_з - \delta E_a. \qquad (3.8)$$

Ефективне випромінювання діяльної поверхні визначається її температурою, а також температурою і вологістю повітря, хмарністю атмосфери.

3.4. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

Радіаційним балансом діяльної поверхні називається різниця між усіма потоками променистої енергії, що приходять на поверхню і йдуть від неї.

Якщо поверхня горизонтальна, то до прибуткової частини балансу відносяться *пряма радіація* $S`$, що приходить на горизонтальну поверхню, *розсіяна радіація* D і *зустрічне випромінювання атмосфери* E_a.

Витрата радіації складається з *відбитої короткохвильової* $R_к$, *довгохвильового випромінювання діяльної поверхні* $E_з$ і *відбитого від неї частини зустрічного випромінювання атмосфери* $R_д$. Прибуткові частини потоків вважаємо позитивними, а видаткові – негативними.

Баланс довгохвильової радіації можна записати так:

$$B_д = \delta E_a - Eз. \qquad (3.9)$$

Баланс короткохвильової радіації виражається так:

$$B_к = S` + D - R_к, \qquad (3.10)$$

де δ – відносний коефіцієнт випромінювання;

$S`$ – пряма радіація;

D – розсіяна радіація;

$R_к$ – відбита радіація;

δE_a – поглинена частина зустрічного випромінювання атмосфери;

$E_з$ – земне випромінювання;

A – альбедо Землі.

З огляду на те, що $Q = S` + D$, а $A = R_к / Q$, одержимо:

$$B_к = S` + D - A/Q = S` + D - A(S` + D);$$
$$B_к = (S` + D)(1-A). \qquad (3.11)$$

Рівняння ***повного радіаційного балансу діяльної поверхні***:

$$У = B_д + B_к = (S` + D)(1-A) - E_{еф}, \qquad (3.12)$$

де: $E_{еф} = E_з - \delta E_a$.

Радіаційний баланс являє собою різницю між фактичним приходом та витратою променистої енергії на діяльній поверхні, від якої залежить, чи буде відбуватися її нагрівання або охолодження. Якщо прихід променистої енергії більше її витрати, то радіаційний баланс позитивний і поверхня нагрівається. Якщо ж прихід менше витрати, то радіаційний баланс негативний і поверхня охолоджується.

Від величини радіаційного балансу залежить тепловий режим не тільки ґрунту чи водойми, але і прилягаючих до них шарів атмосфери. На величину радіаційного балансу впливають висота Сонця, тривалість сонячного сяйва, характер і стан діяльної поверхні, помутніння атмосфери, вміст у ній водяної пари, хмарність.

3.5. ПАРНИКОВИЙ ЕФЕКТ, ЙОГО ГЛОБАЛЬНІ НАСЛІДКИ

Клімат Землі, що залежить в основному від стану її атмосфери, протягом геологічної історії періодично змінювався: чергувалися епохи істотного похолодання, коли значні території суші вкривалися льодовиками, й епохи потепління (до речі, ми живемо саме в епоху потепління, коли розтанули великі льодовикові щити в Євразії та Північній Америці). Та останнім часом учені-метеорологи б'ють на сполох: сьогодні атмосфера Землі розігрівається набагато швидше, ніж будь-коли в минулому. За даними ООН, із кінця XIX до початку XXI ст. глобальна температура на земній кулі підвищилася загалом на 0,6 °С. Середня швидкість підвищення глобальної температури до 1970 р. становила 0,05 °С за 10 років, а за останні десятиліття вона збільшилася ще вдвічі.

За останні 120 років уміст CO_2 в повітрі збільшився на 17 %. У земній атмосфері вуглекислий газ діє як скло в теплиці чи парнику: повільно пропускає сонячні промені до поверхні Землі, але втримує її тепло. Це спричиняє розігрівання атмосфери, відоме як ***парниковий ефект***.

За розрахунками вчених, найближчими десятиліттями через парниковий ефект середньорічна температура на Землі може підвищитися на 1,5-2 °С.

У чому ж полягає небезпека парникового ефекту? Розрахунки й моделювання на ЕОМ свідчать: підвищення середньорічної температури спричинить зміни таких найважливіших кліматичних параметрів як *кількість опадів, хмарний покрив, океаничні течії, розміри полярних крижаних шапок*. Внутрішні райони континентів стануть сухішими, а узбережжя − вологішими, зима буде коротшою й теплішою, а літо – тривалішим і спекотнішим. Основні кліматичні зони в північній півкулі

містяться на північ приблизно на 400 км. Це зумовить потепління в зоні тундри, танення шару вічної мерзлоти й полярних крижаних шапок. У середніх широтах, тобто в головних «хлібних» районах (Україна, Чорнозем'я Росії, Кубань, «зернові штати» США), клімат стане напівпустельним, і врожаї зерна різко скоротяться.

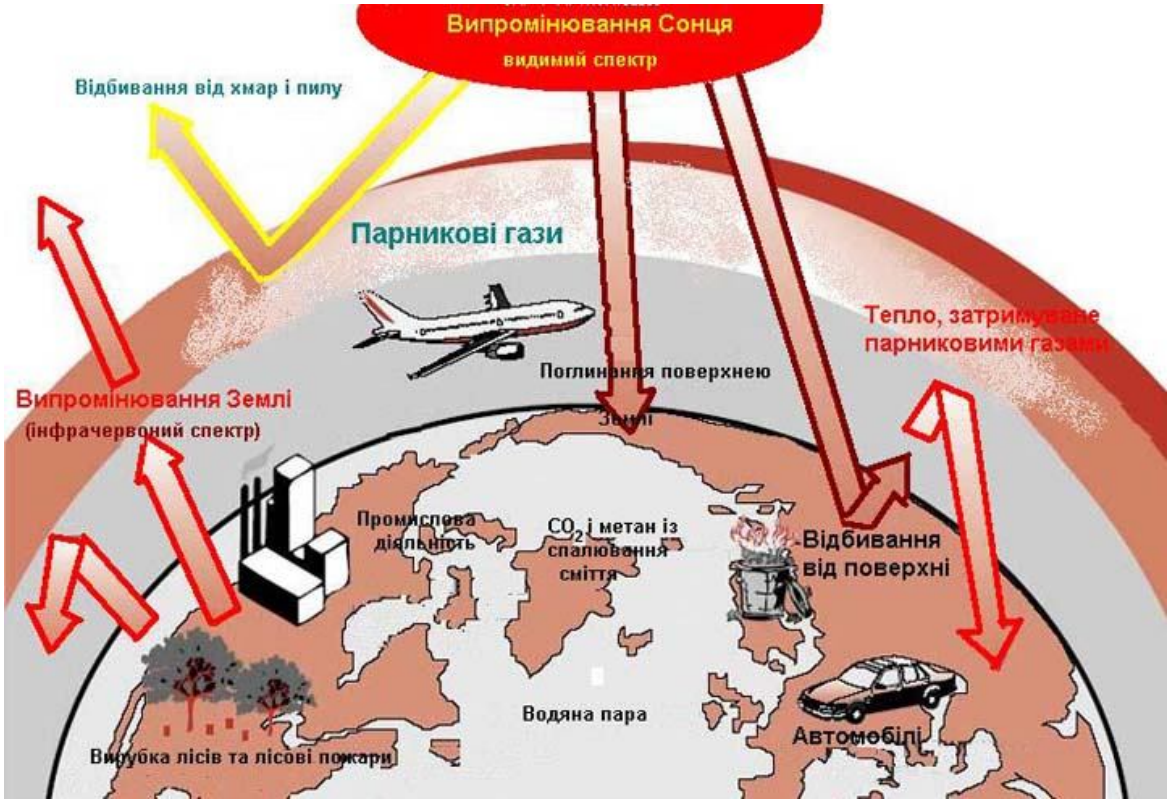


Рисунок 3.1. *Природа парникового ефекту*

Глобальне потепління призведе до танення льодовиків Гренландії, Антарктиди й гір, рівень Світового океану підвищиться на 6-10 м, при цьому буде затоплено близько 20 % площі суходолу, де сьогодні живуть сотні мільйонів людей, розташовані міста, ферми, сади й поля.

Вчені не дійшли єдиної думки про те, за якого підвищення середньорічної температури можуть відбутися ці негативні для людства явища: одні метеорологи вважають критичним значення 2,5 °С**,** інші – 5 °С**.**

Останнім часом тривога вчених із приводу парникового ефекту значно посилилася. Виявилося, що, крім вуглекислого газу, парниковий ефект спричиняють також деякі інші гази, що входять до групи малих домішок, − метан, оксиди азоту, фреони, вміст яких в атмосфері через антропогенний фактор стрімко зростає.

Екологічні наслідки глобального потепління розглянемо далі у відповідному розділі цього підручника.

Запитання для самоперевірки з розділу 3

1. Основні закони променевої енергії.
2. Спектр сонячної радіації.
3. Сонячна постійна і сонячний клімат.
4. Поглинання і розсіювання сонячної радіації.
5. Добовий і річний хід прямої радіації.
6. Послаблення сонячної радіації в реальній і ідеальній атмосфері.
7. Екологічні фактори, що впливають на надходження прямої радіації на земну поверхню.
8. Коефіцієнт прозорості і фактор мутності атмосфери.
9. Потоки сонячної радіації в атмосфері.
10. Пряма, розсіяна і сумарна радіація.
11. Альбедо земної поверхні.
12. Довгохвильове випромінювання Землі й атмосфери.
13. Ефективне випромінювання.
14. Радіаційний баланс.
15. Екологічна роль співвідношення складових радіаційного балансу.
16. Актинометрія.
17. Прилади для спостереження за складовими радіаційного балансу.
18. Природа парникового ефекту.
19. У чому ж полягає небезпека парникового ефекту для внутрішніх районів континентів?
20. У чому ж полягає небезпека парникового ефекту для узбережжя?
21. Які інші гази, крім вуглекислого газу, також спричинюють парниковий ефект?

РОЗДІЛ 4

ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ І ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

4.1. ТЕРМОДИНАМІКА АТМОСФЕРИ. АДІАБАТИЧНІ ПРОЦЕСИ

При вивченні атмосферних процесів встановлено, що в атмосфері постійно відбувається перехід енергії з одного виду в інший. Цей перехід відбувається при нагріванні й охолодженні повітря, при випарі і конденсації, при поглинанні і трансформації променистої енергії.

Адіабатичними процесами в газах, у тому числі в повітрі, називаються зміни температури і тиску газу, що відбуваються без теплообміну з навколишнім середовищем.

Для встановлення загальних закономірностей і виявлення фізичної сутності цих явищ у метеорології використовують ***основні закони термодинаміки***. З термодинамічної точки зору, атмосферу можна розглядати як величезну теплову машину, робота якої викликається і підтримується нерівномірним нагріванням різних ділянок поверхні. Рух повітря і зміна його стану підкоряється загальним законам термодинаміки.

Перший принцип термодинаміки: ***закон збереження енергії***: *кількість тепла, передана будь-якій ізольованій системі, витрачається на збільшення її внутрішньої енергії проти зовнішніх сил.*

$$\Delta Q = \Delta U_1 + \Delta U_2, \qquad (4.1)$$

де ΔQ – кількість тепла, передана системі;
ΔU_1 – збільшення внутрішньої енергії;
ΔU_2 – робота проти зовнішніх сил.

Внутрішня енергія ідеального газу – це кінетична енергія руху його молекул.

$$\Delta U_1 = C_v \cdot \Delta T, \qquad (4.2)$$

де C_v – питома теплоємність при постійному обсязі.

Робота, що відбувається при розширенні газу і при постійному тиску, дорівнює:

$$\Delta U_2 = P \cdot \Delta V, \qquad (4.3)$$

де ΔV – збільшення обсягу;

P – тиск.

Часто температура повітря може змінюватися *адіабатично*, тобто без теплообміну з навколишнім середовищем. Закон, за яким відбуваються адіабатичні зміни стану в ідеальному газі, з достатньою точністю застосуємо до сухого повітря, а також до ненасиченого вологого повітря. Адіабатичний процес, що протікає в такому повітрі, називається *сухо-адіабатичним*. Цей сухоадіабатичний процес виражається рівнянням Пуассона.

Виведемо це рівняння.

Нехай в одиниці маси повітря кількість тепла Q змінюється на d. Тоді рівняння першого принципу термодинаміки буде мати вигляд:

$$d = Cvd + pd, \qquad (4.4)$$

де Cvd – зміна внутрішньої енергії газу;

Pd – робота чи розширення стиску.

Для адіабатичного процесу d=0, тоді:

$$Cvd = - pd, \qquad (4.5)$$

Тобто робота проти зовнішніх сил тиску (робота розширення) відбувається за рахунок внутрішньої енергії, а робота з боку зовнішніх сил тиску (робота тиску) збільшує внутрішню енергію.

У рівнянні (4.5) замінимо величину pd з рівняння стану повітря.

$$pd + Vdp = Rd \text{ (рівняння стану повітря)}$$
$$pd + RTdp/p = Rd$$
$$V = RT/p \text{ (з рівняння стану повітря)}$$
$$pd = Rd - RTdp/p\ . \qquad (4.6)$$

Підставивши величину pd з рівняння (4.6) у рівняння (4.5), одержимо:

$$C_v dT = -RdT + RTdp/p$$
$$RdT + C_v dT - RTdp/p = 0$$
$$d(R+C_v) - RTdp/p = 0. \qquad (4.7)$$

Відомо, що C_v і C_p пов'язані наступним співвідношенням:

$$R + C_v = C_p \qquad (4.8)$$

C_p = 1005 Дж/кг град;
C_v = 718 Дж/кг град.

Тоді рівняння (4.7) запишеться в такий спосіб:

$$Cpd - RTdp/p = 0,$$

або, розділяючи перемінні, одержимо:

$$d/T = R/C_p \cdot dp/p. \qquad (4.9)$$

Рівняння (4.9) проінтегруємо у межах від T_0 до T і від p_0 до p.
Одержимо:

$$T/T_0 = (p/p_0)^{R/Cp}. \qquad (4.10)$$

Рівняння (4.9) – це рівняння Пуассона.
Показник R/C_p = 0,286.
C_p – питома теплоємність при постійному тиску, рівна 1002 Дж/кг град.

Для вологого насиченого повітря замість температури T треба брати віртуальну температуру T_v.

***Зміст рівняння Пуассона**: при зміні тиску сухого чи ненасиченого повітря від p до p_0 відбувається зміна температури атмосфери від T_0 до T.*

4.1.1. Потенційна температура

Нехай на якійсь висоті в атмосфері знаходиться повітря з тиском p і температурою T. Якщо це повітря сухоадіабатично опустити на рівень, де існує тиск p_0, то температура його також зміниться за рівнянням Пуассона.
Нова температура була б (з рівняння (4.11)):

$$\Theta = T_0(p/p_0)^{R/Cp} = T_0(1000/p_0)^{0,286}. \qquad (4.11)$$

Температура, яку повітря одержало б при тиску 1000 гПа, називається його ***потенційною температурою*** (Θ).

Тобто потенційна температура дорівнює температурі повітря при тиску 1000 гПа (тиск на рівні моря).

При сухоадіабатичних процесах потенційна температура не змінюється. Потенційна температура необхідна для порівняння сповнених енергії порцій повітря, що знаходяться на різних рівнях, тобто при різному тиску.

4.1.2. Вологоадіабатичні зміни температури

1. Підйом вологого насиченого повітря

З адіабатичним підйомом вологого ненасиченого повітря пов'язана така важлива зміна, як наближення його до стану насичення. Температура повітря при його підйомі знижується, тому на якійсь висоті досягається насичення. Ця висота називається **рівнем конденсації (h)**:

$$h = 122\ (t - \tau), \qquad (4.12)$$

де t – температура повітря, ^{0}C;

τ – точка роси, ^{0}C.

При подальшому підйомі повітря вологе насичене повітря охолоджується інакше, ніж ненасичене. У ньому відбувається конденсація і виділяється в значних кількостях теплота паротворення, чи теплота конденсації ($2{,}501 \cdot 10^6$ Дж/кг). Виділення цієї теплоти сповільнює зниження температури повітря при підйомі. Тому у повітрі, що піднімається, температура падає не сухоадіабатично, а за ***волого-адіабатичним законом***. Вона падає тим повільніше, чим більше вологовміст повітря в стані насичення. Визначається за таблицями у залежності від тиску і температури повітряної маси.

Спад температури в насиченому повітрі при підйомі на одиницю висоти (100 м) називається **вологоадіабатичним градієнтом температури γ_a'**.

При дуже низьких температурах, що спостерігаються при підйомі у високі шари атмосфери, водяної пари в ньому залишається небагато і виділення теплоти конденсації мало. Спад температури при підйомі в такому повітрі наближається до спаду температури в сухому повітрі. Інакше кажучи, вологоадіабатичний градієнт за низьких температур наближається до сухоадіабатичного.

1. Опускання насиченого повітря

Якщо в повітрі немає продуктів конденсації, то повітря, як тільки температура в ньому стане рости при опусканні, відразу стане ненасиченим. Тому повітря, опускаючись, буде нагріватися сухоадіабатично, тобто на 1^0C/100 м. Якщо ж у повітрі є краплі чи кристали, то вони при опусканні і нагріванні повітря будуть поступово випаро-вуватися. При цьому частина тепла повітряної маси перейде в теплоту паротворення, і тому підвищення температури сповільниться. У результаті повітря залишиться ненасиченим доти, доки всі продукти конденсації не перейдуть у газоподібний стан. А температура в ньому буде в цей час підвищуватися вологоадіабатично: не на 1 ^{0}C/100 м, а на менше значення.

4.1.3. Псевдоадіабатичний процес

Уявимо собі, що вологе ненасичене повітря спочатку піднімається. Його температура при цьому падає спочатку сухоадіабатично, потім, після того, як досягнуть рівень конденсації, вологоадіабатично. Припустимо, що уся вода, що виділяється при конденсації, відразу ж випала з повітря у вигляді опадів. Припустимо, що потім, досягнувши деякої висоти, повітря починає опускатися. Оскільки продуктів конденсації в ньому немає, воно буде при цьому нагріватися сухоадіабатично. Легко розрахувати, що на колишній рівень повітря прийде з температурою більш високою, ніж та, котра була в ньому спочатку.

У розглянутій масі повітря відбувся необоротний процес. Хоча маса повітря повернулася під колишній тиск, вона не повернулася у вихідний стан: її кінцева температура виявилася вище, ніж початкова. Такий процес називається ***псевдоадіабатичним***.

Ми вже говорили про те, що для сухого і вологого ненасиченого повітря потенційна температура залишається постійною. Для насиченого водяними парами повітря зміна градієнта температури γ_a і потенційної температури зростає з висотою. І чим більше висота від рівня землі, тим нижче вірогідність потенційної температури. У цьому випадку використовується еквівалентна температура (T_e).

Еквівалентна температура – це умовна температура вологого повітря, яку воно може прийняти, якщо всі пари, що містяться в ньому, конденсуються і виділяється тепло на нагрівання повітря.

$$T_э = T + 1570\ e/p,$$
$$T_э = T + 2{,}5\ q, \qquad (4.13)$$

де e – пружність водяної пари, мб;

q – питома вологість, г/кг.

Якщо повітря з еквівалентною температурою $T_э$ привести адіабатично до стандартного тиску 1000 мб, то одержимо значення температури, що називається еквівалентно-потенційним:

$$\Theta_э = T_э\,(1000/p)^{0{,}286}. \qquad (4.14)$$

Еквівалентно-потенційна температура залишається постійною як при сухоадіабатичних, так і при волого-адіабатичних процесах.

4.1.4. Енергія нестійкості, конвекція та прискорення конвекції

Вище доведено, що в реальній атмосфері, як правило, $\gamma \neq \gamma_a$, тобто градієнт стратифікації (γ) не дорівнює сухоадіабатичному градієнту, а отже, криві стратифікації та стану не збігаються. Внаслідок цього

частинка, що адіабатично піднімається, на кожному рівні матиме температуру й густину (T_i, ρ_i), які відрізняються від температури й густини (T_e, ρ_e) навколишнього середовища.

У вертикальному напрямку на кожному рівні на повітряну частинку одиничного об'єму діють дві сили:

1) *сила тяжіння*, яка спрямована вниз і дорівнює $g\rho_i$;

2) *виштовхувальна сила Архімеда*, яка дорівнює $g\rho_e$ і спрямована вгору.

Результуюча цих двох сил $g(\rho_e - \rho_i)$ називається ***силою плавучості.*** Якщо густина частинки, яка піднімається, менша, ніж густина навколишнього середовища $\rho_e > \rho_i$, то сила плавучості буде спрямована вгору й частинка продовжуватиме підніматись, якщо ж $\rho_e < \rho_i$, то сила плавучості буде спрямована вниз і частинка повітря продовжуватиме опускатись.

Дія сили плавучості на шляху руху частинки виконує певну роботу. Оскільки енергія є чимось, що здійснює роботу, то ***енергія нестійкості*** одиничної маси повітря в шарі від рівня з тиском P_o до рівня з тиском P дорівнює роботі гідростатичних сил, або, простіше, дорівнює роботі, яку може здійснювати сила плавучості (сила Архімеда) при вертикальному переміщенні маси повітря.

$$dE = g(\rho_e - \rho_i)dZ, \tag{4.15}$$

де dE – зміни енергії нестійкості.

Замінивши в (4.15) густину повітря її виразом із рівняння стану й зміни висоти через зміну тиску (із рівняння статики), запишемо:

$$dE = -R(T_i - T_e)\frac{dP}{P}. \tag{4.16}$$

Повну енергію нестійкості в зазначеному вище шарі повітря можна визначити за формулою:

$$E_i = -R\int_{\rho_0}^{\rho}(T_i - T_e)\frac{dP}{P}. \tag{4.17}$$

Аналіз цієї формули свідчить: якщо $T_i > T_e$, тобто температура частинки повітря, яке піднімається, вища за температуру навколишнього середовища, то енергія нестійкості буде додатною; якщо ж $T_i < T_e$ – від'ємною, і, при цьому, повітряна частинка може бути піднятою вгору лише за умови отримання енергії ззовні.

З викладеного можна встановити зв'язок між енергією нестійкості та вертикальною швидкістю, якої набуває частинка повітря, що рухається вгору. Ця залежність полягає в тому, що вертикальна швидкість частинки повітря (W), яка переміщується в нестійко розшарованій атмосфері, при відсутності тертя дорівнює квадратному кореню з подвоєної величини енергії нестійкості.

Отже, енергія нестійкості викликає в неоднорідному середовищі рух окремих порцій повітря вгору і вниз.

Рухи окремих мас всередині рідини чи газу, які призводять до їх перемішування й залежать від різниці густин, називаються *конвекцією***.**

Взагалі слово *конвекція* (convectio – привезення, принесення) означає перенесення теплоти, маси та інших фізичних властивостей середовищем, яке рухається, наприклад, потоками повітря, пари або рідини, що виникають природним шляхом (природна конвекція) або створюються штучно (вимушена конвекція). Зауважимо, що в разі, коли цей процес відбувається в горизонтальному напрямку, він називається ***адвекцією.***

Прискорення конвекції – це таке прискорення частинок повітря, яке вони мають при русі по вертикалі, зумовленому неоднорідністю густин окремих порцій повітря на тому чи іншому рівні.

Прискорення конвекції можна розрахувати за формулою:

$$\frac{dW}{dt} = g\left(\frac{T_i - T_e}{T_e}\right). \qquad (4.18)$$

Дана формула свідчить, що чим більша різниця між температурами порції повітря (Ti), що піднімається, і повітря (Te), що оточує цю порцію, тим з більшим прискоренням ця порція повітря підніматиметься вгору.

Рівень конвекції

Рівнем конвекції називається висота, на якій припиняється висхідний конвективний рух повітря.

Рівень конвекції *Z*:

$$Z = \frac{t_0' - t_0}{\gamma_a - \gamma}, \qquad (4.19)$$

де γ_a – сухоадіабатичний вертикальний градієнт температури для об'єму повітря, що піднімається адіабатично;

γ – вертикальний градієнт температури в нижньому шарі для навколишнього повітря;

t_0' – температура окремого об'єму повітря;

t – температура навколишнього повітря.

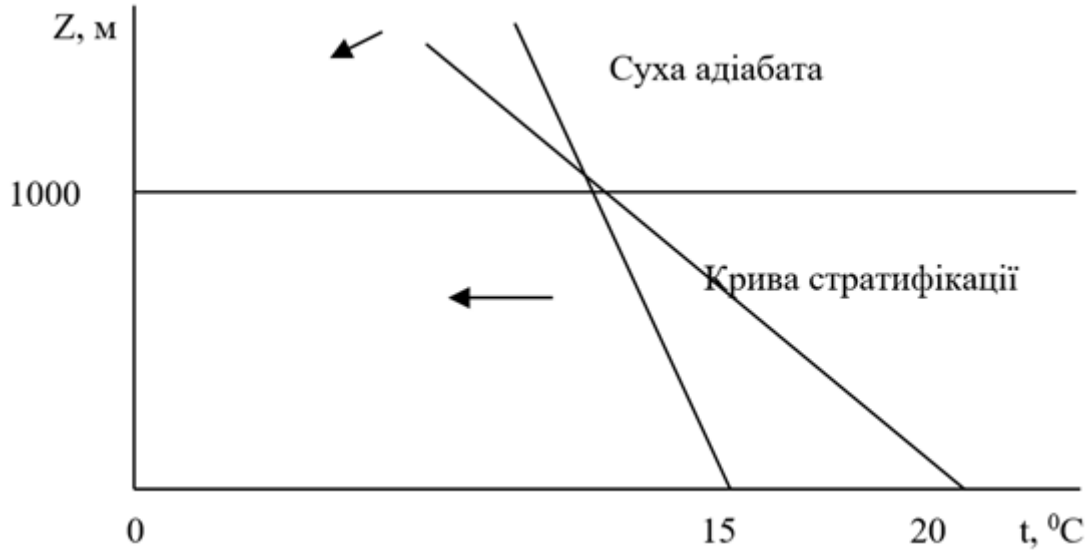


Рисунок 4.1. *Аерологічна діаграма*

Припустимо, що деякий об'єм повітря в результаті сильного прогріву від діяльної поверхні виявився на 5 ^{0}C тепліше навколишнього середовища. Температура повітря, що піднімається, на нижньому рівні прийнята рівною 20 ^{0}C, а навколишнього повітря – 15^0 С. Проведемо суху адіабату з точки, що відповідає температурі 20 ^{0}C. Криву стратифікації почнемо з точки, що відповідає температурі 15 ^{0}C, і проведемо її в припущенні, що градієнт температури дорівнює 0,5 ^{0}C /100 м.

З графіка видно, що в даному випадку на висоті 1000 м ці лінії перетнуться, тому що температура навколишнього повітря знижувалася з висотою повільніше, ніж температура об'єму, що піднімається. Отже, на висоті 1000 м температура повітря, що піднімається, понизилася до температури навколишнього повітря. Ця висота і є рівнем конвекції.

4.1.5. Термічна стратифікація атмосфери

Термічною стратифікацією шару атмосфери називають характер розподілу в цьому шарі температури повітря з висотою.

Стійкою рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому усякий вимушений вертикальний чи похилий рух в окремому об'ємі повітря усередині шару спричинює виникнення сил, що перешкоджають руху і прагнуть повернути об'єм, що змістився, назад на вихідний рівень ($\gamma < \gamma_a$).

Байдужною рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому змушений вертикальний рух окремого об'єму не викликає появи сил, що прагнуть продовжувати піднімати чи опускати цей об'єм ($\gamma=\gamma_a$).

Хиткою рівновагою шару атмосфери називають такий його стан, при якому змушений рух об'єму повітря усередині шару викликає виникнення сил, що змушують даний об'єм продовжувати свій рух у тому ж напрямку, у якому він почався ($\gamma>\gamma_a$).

Стратифікація атмосфери визначається графічно за аерологічною діаграмою. Для цього будметься крива стратифікації в координатах висота-температура. З початкової точки температури будметься суха чи волога адіабата (у залежності від того, насичене повітря водяною парою чи ні). Якщо окремий відрізок кривої стратифікації піднімається крутіше сухої адіабати, що проходить через її початок, то даний шар стійкий. Якщо збігається – то шар байдужий. Якщо проходить без змін – то шар хиткий (рис. 4.1).

4.1.6. Інверсії в тропосфері

Інверсія температури – це такий стан атмосфери, коли з висотою температура повітря в окремому шарі повітря збільшується.

Шари інверсії мають найбільш стійку стратифікацію і перешкоджають розвитку висхідних рухів повітря. Тому вони називаються *затримуючими шарами.*

Інверсія характеризується висотою нижньої границі інверсійного шару, вертикальною потужністю і так званою глибиною інверсії, тобто різницею температур на верхній та нижній границі шару.

Інверсії в тропосфері виникають на різних висотах. За висотою нижньої границі інверсії поділяються на:

- приземні;
- підняті.

Приземні інверсії знаходяться в прилягаючому до землі 10-метровому шарі атмосфери, а ***підняті*** – вище 10 м від рівня землі.

Інверсії ***тропосфери*** поділяються в залежності від умов утворення на:

- радіаційні;
- адвективні.

Радіаційні інверсії виникають при охолодженні приземного шару атмосфери, який взаємодіє з діяльною поверхнею, що охолоджується

шляхом випромінювання. Радіаційні інверсії поділяються на нічні (літні) і зимові.

Нічні інверсії починають розвиватися ввечері, після заходу Сонця. Протягом ночі вони підсилюються і вранці досягають максимальної потужності і глибини. Після сходу Сонця діяльна поверхня і прилягаюче до неї повітря прогрівається й інверсія руйнується. Розвитку нічних інверсій сприяє ясне небо і слабкий вітер.

Зимові інверсії в ясну погоду, коли охолодження діяльної поверхні з дня в день збільшується, можуть зберігатися кілька діб і навіть тижнів. Особливо підсилюються радіаційні інверсії при різко неоднорідному рельєфі місцевості. Повітря, що охолоджується, стікає в низини і котловани, де ослаблене турбулентне перемішування сприяє його подальшому охолодженню. Радіаційні інверсії, пов'язані з особливостями рельєфу місцевості, називають орографічними.

Адвективні інверсії утворюються при адвекції повітря, тобто при надходженні теплого морського повітря на більш холодну діяльну поверхню материка у зимовий час року. У цьому випадку нижні шари повітря, що натікає, віддають частину свого тепла підстилаючій поверхні, унаслідок чого утворюється інверсія.

4.1.7. Інверсії вільної стратосфери

За умовами утворення вони поділяються на:

- ***Інверсії турбулентності (тертя***). Утворюються на висоті декілька сотень метрів, тобто над нижнім шаром атмосфери, в якому особливо сильно розвивається інтенсивне турбулентне перемішування, що обумовлено тертям повітря по поверхні землі.

- ***Динамічні інверсії***. Утворюються в шарах атмосфери з великими швидкостями вітру. Причина їх утворення в тому, що повітряний потік, який рухається з великою швидкістю, засмоктує повітря з вище лежачих та з нижче лежачих шарів, в яких швидкість повітря менше. В результаті цього на верхньому рівні шару великих швидкостей розвиваються спадні рухи, а на нижньому – висхідні. В спадних рухах температура повітря адібатично зростає на 1 ^{0}С/100 м, а у висхідних знижується на ту ж саме величину. Таким чином виникає перерозподіл температур, і в середній частині шару великих швидкостей розвивається інверсія.

- ***Антициклонічні.*** Утворюються в областях підвищеного тиску. В центрі таких областей під впливом спадних потоків опускаються порції повітря. Внаслідок більш високого тиску на нижніх рівнях повітря, що опускається, стискується і розтікається по горизонталі, від центра до периферії, не досягаючи земної поверхні. Температура кожної порції

зростає на 1 ^{0}С/100 м. Порції, що опустилися з більш високих шарів, проходять більшу відстань по вертикалі й тому більше нагріваються.

- ***Фронтальні***. Виникають у фронтальних зонах. Фронтальна зона є перехідною між холодним та теплим повітрям. В ній спостерігається різка зміна вертикального градієнта температури й може виникнути ізотермія або навіть інверсія. Висота нижньої границі інверсійного шару над даним пунктом залежить від відстані між цим пунктом і лінією фронту на земній поверхні. Чим далі находиться пункт від лінії фронту, тим вище лежить інверсія.

4.2. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ШАРІВ АТМОСФЕРИ

Дані про коливання температури повітря, можливості прогнозування заморозків необхідні, в першу чергу, в сільському господарстві для збереження врожаїв.

Тепловий режим атмосфери – це характер розподілу і зміни температури в атмосфері.

Тепловий режим атмосфери визначається головним чином її теплообміном з навколишнім середовищем, тобто з діяльною поверхнею і космічним простором.

Основним джерелом нагрівання нижніх шарів атмосфери є тепло, одержуване ними від діяльної поверхні. У денні години, коли прихід радіації переважає над випромінюванням, діяльна поверхня нагрівається, стає теплішою за повітря і тепло передається від неї повітрю. Уночі діяльна поверхня втрачає тепло внаслідок випромінювання і стає холоднішою за повітря. У цьому випадку повітря віддає тепло ґрунту, у результаті чого відбувається охолодження приземних шарів атмосфери.

Перенос тепла між діяльною поверхнею й атмосферою, а також у самій атмосфері можуть здійснювати наступні процеси:

- ***молекулярна теплопровідність***. Повітря, що безпосередньо стикається з діяльною поверхнею, обмінюється з нею теплом за допомогою молекулярної теплопровідності. Однак унаслідок того, що коефіцієнт молекулярної теплопровідності нерухомого повітря порівняно малий, цей вид теплообміну теж дуже малий у порівнянні з іншими його видами;

- ***турбулентне перемішування.*** Рух атмосферного повітря має неупорядкований, хаотичний характер. Такий рух називається турбулентним чи турбулентним перемішуванням. У результаті

турбулентного перемішування атмосфери виникає інтенсивний перенос тепла з більш теплих її шарів у менш теплі. Теплообмін між земною поверхнею й атмосферою за рахунок турбулентності відбувається значно інтенсивніше, ніж теплообмін за рахунок молекулярної теплопровідності повітря;

- ***теплова конвекція***. Тепловою конвекцією називається упорядкований перенос окремих об'ємів повітря у вертикальному напрямку, що виникає в результаті сильного нагрівання нижнього шару атмосфери. Теплі порції повітря як більш легкі піднімаються, і їхнє місце займають холодні, котрі потім теж нагріваються і піднімаються вгору. Разом з порціями повітря, що перемішуються, відбувається перенос тепла від більш нагрітих шарів атмосфери до менш нагрітих;

- радіаційна теплопровідність. У передачі тепла від ґрунту до атмосфери бере участь і випромінювання діяльною поверхнею довгохвильової радіації, що поглинається нижніми шарами атмосфери. Останні, нагріваючись, аналогічним способом послідовно передають тепло шарам, що знаходяться вище. У період охолодження поверхні радіаційний потік тепла спрямований від вище лежачих шарів атмосфери вниз. Радіаційний потік тепла над сушею виявляється, головним чином, у нічні години, коли турбулентність різко ослаблена, а теплова конвекція відсутня;

- ***випар вологи*** діяльної поверхні і наступна конденсація (сублімація) водяної пари в атмосфері.

З п'яти перерахованих процесів обміну між діяльною поверхнею й атмосферою основна роль належить турбулентному перемішуванню і тепловій конвекції. Однак температура у визначеному місці може змінюватися також у результаті горизонтального переміщення повітря, тобто адвекції. Якщо в дане місце надходить повітря, що має більш високу температуру, то відбувається адвекція тепла; якщо ж приходить повітря з більш низькою температурою, то має місце адвекція холоду. Адвекція є важливим чинником місцевої зміни температури.

4.2.1. Температура повітря на різних широтах

Розподіл тепла на поверхні земної кулі залежить:

- ❖ від приходу і витрати променистого тепла;
- ❖ від теплообміну підстилаючої поверхні;
- ❖ від припливу тепла, принесеного морськими й атмосферними течіями.

Розподіл температури на великих територіях чи на всій земній кулі можна представити за допомогою карт ізотерм.

Ізотермами називаються лінії, що з'єднують на карті точки з однаковою температурою повітря в даний момент чи у середньому за той чи інший проміжок часу.

Для зіставлення спостережень, виконаних у різних пунктах, вимірювану температуру приводять до рівня моря. Необхідність у цьому викликана тим, що температура повітря в середньому знижується з висотою. Тому над височинами вона в середньому нижче, ніж у поруч розташованих долинах. Приведення температури до рівня моря відбувається виходячи з того, що в атмосфері вона знижується в середньому на 0,6° С на 100 м висоти.

Ізотерми на картах у залежності від мети побудови останніх проводять через 1, 2, 4, 5°, а іноді через 10° С. Для виявлення характеру просторового розподілу температури повітря в різний час року зручно користуватися ізотермами середньомісячної температури двох місяців року: найбільш холодного (січня) і найбільш теплого (липня).

Ізотерми січня (рис. 4.2) не збігаються із широтними колами.

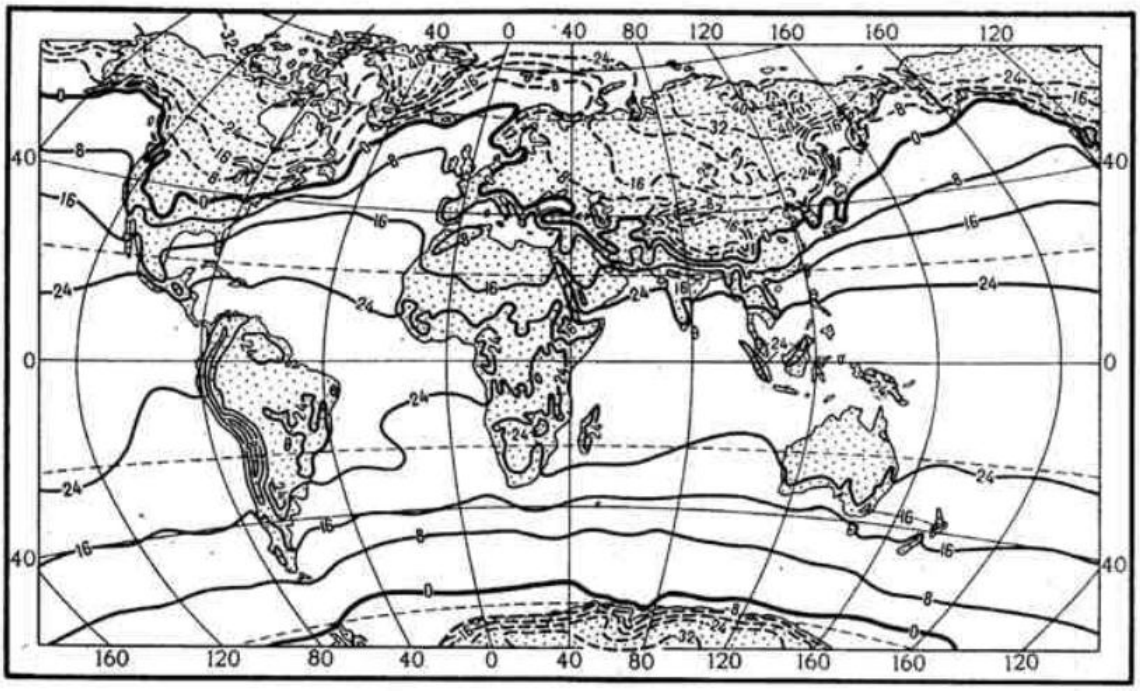


Рисунок 4.2. *Ізотерми січня*

Вони мають різні вигини, найбільш яскраво виражені в північній півкулі, особливо в районах переходу з моря на сушу і навпаки. Пояснюється це розходженням температур повітря над водоймами і континентами. У південній півкулі, де переважає водяна діяльна поверхня, ізотерми проходять плавно і мають майже широтний напрямок. У пів-

нічній півкулі ізотерми розташовані густіше, ніж у південній. Особливо це виявляється над материками, де контрасти температур між окремими районами більші, ніж над океаном.

Над північною частиною Атлантичного океану напрямок січневих ізотерм наближається до меридіонального. Пояснюється це впливом на температуру повітря Гольфстріму, що омиває західні береги Європи. Майже в меридіональному напрямку узимку проходять ізотерми і на півночі Європейської території Росії. Температура тут знижується в міру віддалення від океану, тобто з заходу на схід.

На півночі Якутії в районі Верхоянська й Оймякона розташовується полюс холоду. Значне випромінювання сніжного покриву за малої хмарності і застій повітря обумовлюють зниження середніх температур до -50 °С. В Оймяконі відзначений абсолютний мінімум температури повітря в північній півкулі, рівний -71 °С.

Другим полюсом холоду в північній півкулі є Гренландія, де приведена до рівня моря середньомісячна температура найхолоднішого місяця складає -55°С. Мінімальна температура дорівнює -70 °С. Виникнення гренландського полюса холоду пов'язане з великим альдебо льодовикового плато. Невеликі острови холоду на картах січневих ізотерм спостерігаються над Скандинавією й Азією. У південній півкулі в січні літо. Тому над Південною Америкою, Африкою й Австралією в цей час розташовані осередки тепла.

Липневі ізотерми (рис. 4.3) в північній півкулі розташовані значно рідше, ніж січневі, тобто контрасти температур між полюсом і екватором улітку значно менше, ніж узимку.

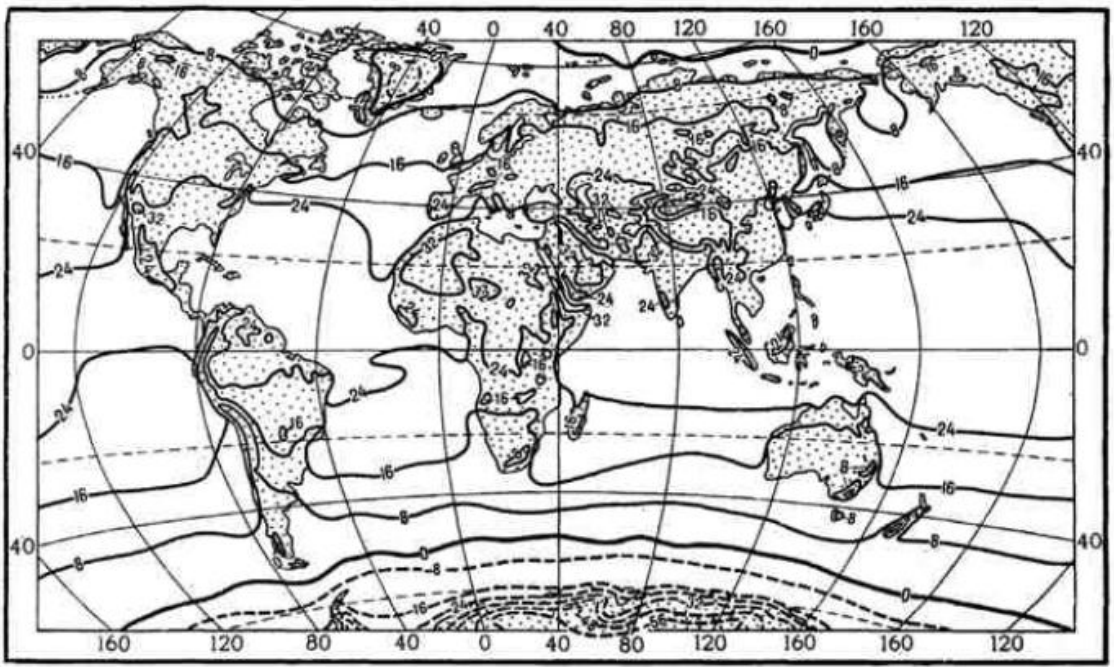


Рисунок 4.3. *Ізотерми липня*

Улітку температура повітря над материками вище, ніж над океанами. Тому в північній півкулі над материками ізотерми згинаються до півночі. Над Північною Америкою, Африкою й Азією добре виражені замкнуті області тепла. Особливо помітна область у Сахарі, де середня температура липня складає +40 °С, в окремі дні вона перевищує +50 °С. Абсолютний максимум температури в Північній Африці складає +58 °С (південніше Тріполі). Така ж температура була відзначена в Каліфорнії, у Долині Смерті, де підвищенню температури повітря сприяє рельєф місцевості (високі гори і глибокі долини).

Найвищі середньорічні температури спостерігалися приблизно уздовж 10 ° північної широти. Лінія, що з'єднує точки з максимальними середньорічними температурами, називається **термічним екватором**.

Улітку термічний екватор зміщується до 20 ° пн. ш. (північної широти), а узимку наближається до 5-10° пн. ш., тобто завжди залишається в північній півкулі. Пояснюється це тим, що в північній півкулі більше материків, що нагріваються сильніше, ніж океани південної півкулі. У південній півкулі в липні зима. Ізотерми тут проходять майже в зональному напрямку, тобто збігаються за напрямком з паралелями.

У високих південних широтах температура різко знижується в напрямку до Антарктиди. На крижаному плато Антарктиди спостерігаються найнижчі температури повітря. На узбережжі Антарктиди середня температура липня складає -15 – -35 °С, а в центрі Східної Антарктиди вона досягає -70 °С. На станції «Восток», розташованій на 78 ° пд. ш. (південної широти), зареєстрована найнижча на земній кулі температура повітря -88,3 °С. Таке сильне охолодження повітря тут виникає внаслідок того, що станція «Восток» розташована на плато, де при слабкому вітрі в умовах полярної ночі відбувається сильне вихолоджування повітря.

4.2.2. Температурні аномалії

Температурною аномалією в даному пункті називається різниця між середньорічною (чи середньомісячною) температурою повітря в цьому пункті і відповідною температурою для всього даного широтного кола.

Для обчислення температури широтного кола вибирають кілька точок, що лежать на даній широті, і за картою ізотерм знаходять температуру в кожній з них. Отримані значення складають і ділять на число точок.

Якщо середня температура в даному пункті вище середньої температури всього широтного кола, то температурна аномалія в цьому пункті вважається позитивною, якщо нижче – то негативною. Лінії на карті, що з'єднують точки з однаковими температурними аномаліями, називаються **термоізаномалами.**

4.3. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

4.3.1. Добовий хід температури

Добовий хід метеорологічного елемента – це зміна величини даного елемента протягом доби, пов'язана з добовим обертанням Землі; або для окремої доби, або за багаторічними середніми даними для деякого місяця чи сезону року, або для року в цілому.

Добовий хід температури повітря визначається відповідним ходом температури діяльної поверхні.

При сталій погоді зміна температури повітря протягом доби виражена досить чітко. Але амплітуда добового ходу температури над сушею завжди менше амплітуди добового ходу температури поверхні ґрунту.

Амплітуда (різниця між найбільшим і найменшим значенням температури) добового ходу температури повітря залежить від ряду факторів:

1. Широта місцевості. Зі збільшенням широти місця амплітуда добового ходу температури повітря убуває. Найбільші амплітуди спостерігаються в субтропічних широтах.

2. Сезон року. У помірних широтах найменші амплітуди спостерігаються узимку, а найбільші – улітку. Навесні вони трохи більше, ніж восени. Амплітуда добового ходу температури залежить не тільки від денного максимуму, але і від нічного мінімуму, що тим нижче, чим триваліше ніч. У помірних і високих широтах за короткі літні ночі температура не встигає досягти дуже низьких значень, і тому амплітуда тут залишається порівняно великою. У полярних областях в умовах цілодобового полярного дня амплітуда добового ходу складає усього близько 1 °С. У полярну ніч добові коливання температури повітря майже не спостерігаються.

3. Характер діяльної поверхні. Над водяною поверхнею амплітуда добового ходу температури повітря менше, ніж над сушею.

4. Хмарність. Амплітуда добового ходу температури повітря в ясні дні більше, ніж у хмарні, тому що коливання температури повітря знахо-

дяться в прямій залежності від коливань температури діяльного шару, що у свою чергу безпосередньо пов'язані з кількістю і характером хмар.

5. Рельєф місцевості. Увігнуті форми рельєфу (улоговини, балки, долини) мають велику площу зіткнення з повітрям, що вдень застоюється в них, а вночі охолоджується над їх схилами, і стікає на дно. У результаті цього збільшується як денне нагрівання, так і нічне охолодження повітря усередині увігнутих форм рельєфу в порівнянні з рівнинною місцевістю. Тим самим збільшуються й амплітуди добових коливань температури в даних формах рельєфу. В опуклих формах рельєфу (гори, пагорби, височини) вплив діяльної поверхні на температуру повітря зменшується, тому що повітря тут має меншу поверхню зіткнення з ґрунтом.

6. Висота над рівнем моря. Зі збільшенням висоти місця амплітуда добового ходу температури повітря швидко зменшується, а моменти настання максимумів і мінімумів зсовуються на більш пізній час.

4.3.2. Річний хід температури повітря

Визначається насамперед річним ходом температури діяльної поверхні. **Амплітуда річного ходу** являє собою різницю середньомісячних температур найбільш теплого і найбільш холодного місяців. На амплітуду річного ходу температури повітря впливають:

1. Широта місцевості. Найменша амплітуда спостерігається в екваторіальній зоні. Зі збільшенням широти місцевості амплітуда збільшується, досягаючи найбільших значень у полярних широтах.

2. Висота місцевості над рівнем моря. Зі збільшенням висоти над рівнем моря амплітуда зменшується.

3. Погодні умови. Туман, дощ і, головним чином, хмарність. Відсутність хмарності узимку приводить до зниження середньої температури найхолоднішого місяця, а влітку – до підвищення середньої температури найбільш теплого місяця.

Заморозки

Заморозками називають зниження температури до 0 °С і нижче при плюсових середньодобових температурах.

При заморозках температура повітря на висоті 2 м іноді може залишатися плюсовою, а в найбільш нижньому шарі повітря, що прилягає до землі, знижуватися до 0 °С і нижче.

За умовами утворення заморозки поділяють на:

- радіаційні;
- адвективні;
- адвективно-радіаційні.

Радіаційні заморозки виникають у результаті радіаційного охолодження ґрунту і прилягаючих шарів атмосфери. Виникненню таких заморозків сприяють безхмарна погода і слабкий вітер. Хмарність зменшує ефективне випромінювання і тим самим знижує імовірність заморозку. Вітер також перешкоджає виникненню заморозку, тому що він підсилює турбулентне перемішування й у результаті цього збільшується приплив тепла від повітря до ґрунту. На радіаційні заморозки впливають теплові властивості ґрунту. Чим менше його теплоємність і коефіцієнт теплопровідності, тим сильніше заморозки.

Адвективні заморозки. Утворюються в результаті адвекції повітря, що має температуру нижче 0 °С. При вторгненні холодного повітря ґрунт від зіткнення з ним охолоджується, і тому температура повітря і ґрунти мало розрізняються. Адвективні заморозки охоплюють великі площі і мало залежать від місцевих умов.

Адвективно-радіаційні заморозки. Пов'язані з вторгненням холодного сухого повітря, що іноді навіть має позитивну температуру. Уночі, особливо при ясній чи малохмарній погоді, відбувається додаткове охолодження цього повітря за рахунок випромінювання і виникають заморозки як на поверхні, так і в повітрі.

4.4. ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

Удень діяльна поверхня поглинає деяку частину сумарної радіації, що надходить до неї, і зустрічного випромінювання атмосфери, але втрачає енергію у виді власного довгохвильового випромінювання. Тепло, одержуване діяльною поверхнею, частково передається всередину ґрунту чи водойми, а частково – в атмосферу. Крім того, частина отриманого тепла витрачається на випар води з діяльної поверхні. Уночі сумарна радіація відсутня і діяльна поверхня звичайно втрачає тепло у виді ефективного випромінювання. У цей час доби тепло з глибини чи ґрунту водойми надходить нагору до діяльної поверхні, а тепло з атмосфери передається вниз, тобто теж надходить до діяльної поверхні. У результаті конденсації водяної пари з повітря на діяльній поверхні виділяється теплота конденсації.

Загальний прихід-витрата енергії на діяльній поверхні називається її ***тепловим балансом***.

Рівняння теплового балансу:

$$B = P + L + CW, \qquad (4.20)$$

де B – радіаційний баланс;

P – потік тепла між діяльною поверхнею і нижче лежачими шарами;

L – турбулентний потік тепла в приземному шарі атмосфери;

C·W – тепло, затрачуване на випар води, чи тепло, що виділяється при конденсації водяної пари на діяльній поверхні;

C – теплота випару;

W – кількість води, що випарувалася з одиниці поверхні за інтервал часу, для якого складений тепловий баланс.

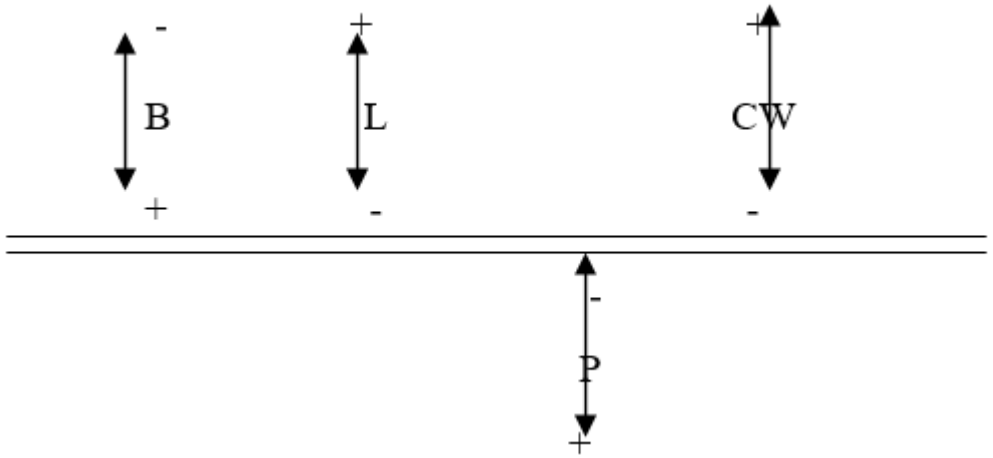


Рисунок 4.4. *Схема теплового балансу діяльної поверхні*

Однією з основних складових теплового балансу діяльної поверхні є її радіаційний баланс B, що врівноважується нерадіаційними потоками тепла L, P, CW (рис.4.4).

У тепловому балансі не враховані менш істотні процеси:

- перенос тепла всередину ґрунту опадами, що випадають на нього;
- витрата тепла при процесах гниття, при радіоактивному розпаді речовин у земній корі;
- надходження тепла з надр Землі;
- виділення тепла підчас промислової діяльності.

Тепловий баланс системи Земля–атмосфера

Тепловий баланс системи Земля–атмосфера являє собою алгебраїчну суму всіх припливів тепла до вертикального стовпа одиничного перетину, що охоплює всю товщу атмосфери і верхніх шарів ґрунту чи водойми.

Протягом тривалих періодів часу Земля в цілому, а також окремо атмосфера і діяльна поверхня знаходяться в стані теплової рівноваги, тобто не, піддаються систематичному безупинному розігріванню чи охолодженню. Їх середні температури майже не змінюються від одного багаторічного періоду до іншого. З цього випливає, що загальний прихід-витрата тепла за такі періоди в системі Земля–атмосфера дорівнює нулю.

Приплив тепла до діяльної поверхні, обумовлений поглинанням сонячної й атмосферної радіації, врівноважується віддачею нею тепла шляхом випромінювання і нерадіаційного обміну. Атмосфера, у свою чергу не тільки поглинає сонячну і земну радіацію, але і сама випромінює довгохвильову радіацію вгору та вниз, а також обмінюється з діяльною поверхнею нерадіаційним шляхом.

4.5. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ ТА ВОДНИХ БАСЕЙНІВ

4.5.1. Тепловий режим ґрунту

Дані про температуру ґрунту находять широке застосування в різних галузях народного господарства. Особливо широко вони застосовуються в сільському господарстві. Від температури ґрунту в значній мірі залежить інтенсивність процесів розкладання органічних речовин, розчинності різних солей, гниття тощо. Нормальна життєдіяльність ґрунтових мікроорганізмів може бути тільки за деяких визначених температурах. Певна температура ґрунту обумовлює проростання насіння, появу сходів.

Дані про температуру на різних глибинах широко використовують в будівництві, зокрема для вирішення питань, пов’язаних з будівництвом газопроводів, нафтопроводів, водопроводів.

Загальновідомо, що земна поверхня нагрівається вдень і охолоджується вночі, а також температура її підвищується в літню пору року й знижується взимку. Однак, незважаючи на те, що тепловий баланс земної поверхні дорівнює нулю, зовсім не означає, що температура поверхні ґрунту не змінюється. Коли передача тепла спрямована вниз, то тепло, що надходить до поверхні зверху й відходить від неї вглиб залежно від фізичних властивостей діяльного шару, накопичуватиметься в цьому шарі й, природно, температура діяльного шару, а значить, і температура земної поверхні, підвищуватиметься. Навпаки, при передачі тепла через земну поверхню знизу вгору в атмосферу тепло втрачається найшвидше, перш за все діяльним шаром, внаслідок чого температура земної поверхні знижується. Отже, вдень температура земної поверхні підвищується, а

вночі – знижується. Влітку, внаслідок значно більшої тривалості світлої частини доби, а значить, більшої інтенсивності й тривалості надходження до земної поверхні прямої та розсіяної сонячної радіації день за днем температура діяльного шару підвищується. Взимку через дуже короткий день та «низьке» сонце відбувається обернений процес – діяльний шар земної поверхні охолоджується.

Швидкість і ступінь нагрівання та охолодження ґрунту залежить від фізичних властивостей ґрунту – його теплоємності й теплопровідності.

Як відомо, **питомою теплоємністю С** називається кількість тепла, необхідна для нагрівання одиниці маси ґрунту на один градус, а **об'ємною теплоємністю $C_{об}$** називається кількість тепла, необхідна для нагрівання одиниці об'єму ґрунту на один градус. Мірою теплопровідності ґрунту служить *коефіцієнт теплопровідності* λ, який чисельно дорівнює кількості тепла, яка проходить за одиницю часу через основу стовпчика ґрунту одиничної площі та одиничної висоти, якщо різниця температур на верхній і нижній його основах дорівнює одиниці. Об'ємна теплоємність значною мірою залежить від пористості та вологості ґрунту, інакше кажучи, від того, наскільки заповнені пори ґрунту водою або повітрям. Оскільки **теплоємність води** дорівнює **4190Дж/(кг·К),** а **теплоємність повітря 1,26Дж/(кг·К**), то, природно, теплоємність сухих ґрунтів, пори яких заповнені повітрям, менша від теплоємності вологих ґрунтів, у яких пори заповнені водою (К – градуси за шкалою Кельвіна).

Тому зрозуміло, що сухі ґрунти при певному заданому надходженні або віддачі тепла нагріватимуться або охолоджуватимуться сильніше, ніж вологі. Коефіцієнт теплопровідності як і теплоємність, значною мірою залежить від пористості та вологості ґрунту, оскільки **коефіцієнт теплопровідності нерухомої води** дорівнює **0,54 Дж/(м·с·К),** а **нерухомого повітря – 0,02 Дж/(м·с·К).** Очевидно, що при проникненні в ґрунт води повітря, яке знаходиться в порах, витісняється водою, і теплопровідність ґрунту збільшується.

Чому так відбувається? Річ у тому, що ґрунт складається з твердих частинок – зерен кварцу та інших гірських порід, частинок глини, органічних речовин та інших твердих частинок. Мінеральні та органічні складові утворюють твердий, хоча й не зовсім жорсткий «скелет» з порами неправильної форми, які частково заповнені повітрям, а частково водою. Об'ємна теплоємність для різних мінеральних складових частин ґрунту майже однакова й змінюється в межах 838-1676 Дж/(кг·К). Незначно змінюється для різних мінеральних складових частинок ґрунту й коефіцієнт теплопровідності. Отже, об'ємна теплоємність і коефіцієнт теплопровідності ґрунту залежатимуть, в основному, від вологості ґрунту та його структури, а також від фазового стану води в ґрунті. Оскільки

теплопровідність льоду ($\lambda_{льоду}$ = 2,1 Дж/(м·с·К)) більша за теплопровідність води, то теплопровідність замерзлого ґрунту більша від теплопровідності талого ґрунту.

Із викладеного вище випливає, що швидкості нагрівання та охолодження ґрунту обернено пропорційні його об'ємній теплоємності, а швидкість поширення тепла вглиб ґрунту прямо пропорційна коефіцієнту теплопровідності.

Відношення коефіцієнта теплопровідності ґрунту (λ) до його об'ємної теплоємності ($C_{об}$) називається *коефіцієнтом температуро провідності (К).*

$$К=\lambda/C_{об} \qquad (4.21)$$

Із формули (4.21) випливає, що коефіцієнт температуропровідності чисельно відповідає підвищенню температури одиниці об'єму ґрунту в результаті надходження до нього λ кількості тепла й показує, наскільки швидко відбувається вирівнювання температури шарів ґрунту, що знаходяться вище й нижче.

Розподіл температури ґрунту в часі та просторі у визначеному місці можна розглядати за допомогою особливого графіка. Його звичайно будують за багаторічними середньомісячними температурами. По вертикальній осі (ординат) відкладають глибини, а по горизонтальній (абсцис) – місяці. На отриманій сітці наносять відповідні середньомісячні температури. Потім інтерполяцією знаходять точки з однаковими температурами і з'єднують їх плавними лініями, що називають ***термоізоплети*** (рис.4.5).

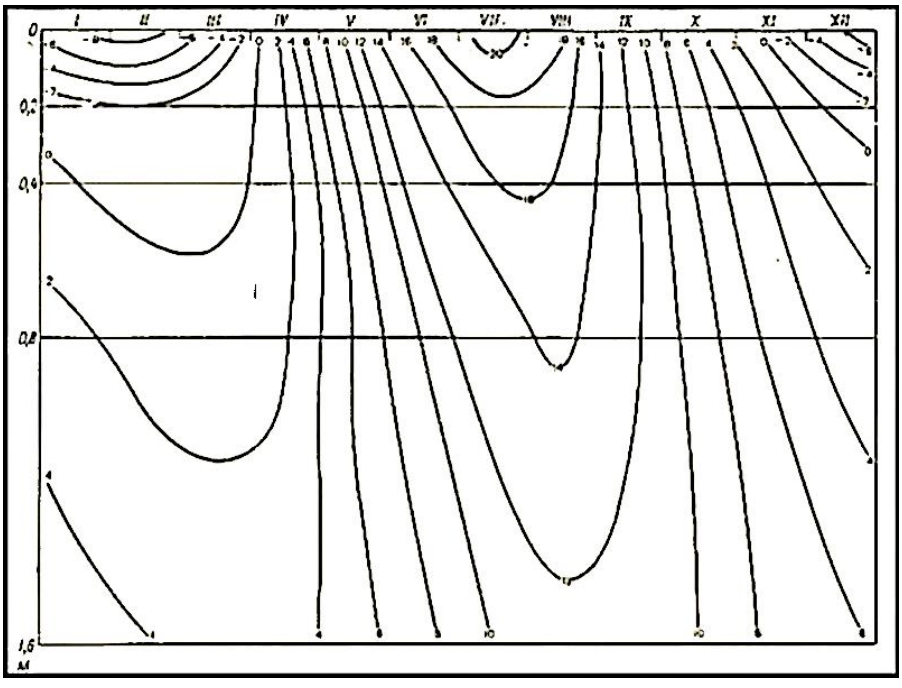


Рисунок 4.5. *Термоізоплети ґрунту*

Термоізоплети дають наочне уявлення про температуру активного шару ґрунту на будь-якій глибині в будь-який час року. Переміщення уздовж горизонтальної лінії дозволяє бачити зміну температури на даній глибині протягом року.

Зміна температури ґрунту з глибиною

Розподіл температури ґрунту з глибиною залежить від часу доби і року. Розрізняють два типи вертикального розподілу температури ґрунту:

1. тип інсоляції;
2. тип випромінювання.

При типі інсоляції температура з глибиною знижується, а при типі випромінювання – підвищується. Тип інсоляції характерний для тих проміжків часу, коли радіаційний баланс позитивний, а тип випромінювання характерний для проміжків часу, коли радіаційний баланс негативний.

У помірних широтах улітку тип інсоляції має місце вдень, а тип випромінювання – уночі. Увечері, коли відбувається радіаційне охолодження поверхні ґрунту, температура верхніх її шарів починає підвищуватися з глибиною, а в нижче лежачих шарах ще зберігається денний розподіл, тобто зменшення температури з глибиною. У результаті на деякій глибині створюється теплий шар, від якого температура убуває вниз як і до поверхні. Вранці верхній шар ґрунту прогрівається, температура в ньому починає знижуватись з глибиною, а в більш глибоких шарах ще зберігається нічний розподіл, тобто збільшення температури з глибиною. Отже, вранці має місце розподіл температури, зворотний вечірньому: на деякій глибині створюється холодний шар, від якого температура підвищується як униз, так і до поверхні ґрунту.

На температуру ґрунту ***впливає*** рослинний і сніговий покрив. Вдень рослинний покрив затінює поверхню ґрунту від сонячної радіації. Уночі він зменшує радіаційне охолодження ґрунту. Крім того, рослинність витрачає багато тепла на випар. Тому ґрунт без рослинності влітку вдень нагрівається більше ніж ґрунт з рослинністю. Сніжний покрив завдяки своїй малій теплопровідності захищає поверхню ґрунту від сильного переохолодження. На тепловий режим ґрунту деякий вплив роблять рідкі опади. Дощ просочуючись у ґрунт, вирівнює температуру вище і нижче розташованих шарів.

4.5.2. Нагрівання та охолодження водойм

Вода, на відміну від ґрунту, для прямої та розсіяної сонячної радіації є прозорим тілом, і тому короткохвильова променистa енергія проникає у воду на досить значну глибину (залежно від прозорості води від 10 до 100 м), зумовлюючи в усій товщі води до цих глибин радіаційне нагрівання.

Друга відмінність полягає в тому, що об'ємна теплоємність води приблизно у 2 рази більша від теплоємності ґрунту, і з цієї причини для досягнення ними однієї й тієї ж температури вода повинна отримати більше тепла, ніж ґрунт. Якщо ж до води та ґрунту надходить однакова кількість тепла або ж вони віддають однакову кількість тепла, то температура води зміниться на меншу величину, ніж температура ґрунту.

По-третє, у ґрунті тепло передається по вертикалі шляхом молекулярної теплопровідності, а в легкорухомій воді передача тепла по вертикалі здійснюється в результаті більш активного процесу – турбулентного перемішування шарів води, через що відбувається інтенсивний обмін фізико-хімічними властивостями між цими шарами. Турбулентність у водоймах зумовлена хвилюванням та різними швидкостями течій водних мас, а також термічною конвекцією, а в морях – конвекцією, викликаною різницею солоності водних шарів. Турбулентне перемішування у водоймах зумовлює:

- перенесення тепла вглиб водойм у 1000-10000 разів сильніше, ніж перенесення його в ґрунті;
- швидке вирівнювання температур між шарами води;
- нагрівання та охолодження водних басейнів до значно більших глибин;
- більш повільну, ніж у ґрунті, зміну температури поверхні водойм, і за величиною меншу, ніж зміна температур на поверхні ґрунту.

Поверхневий шар води як і ґрунту, добре поглинає інфрачервону радіацію. Умови поглинання і відбиття довгохвильової радіації у водяних басейнах і в ґрунті відрізняються мало. Інакше відбувається з короткохвильовою радіацією. Короткі хвилі, особливо фіолетові й ультрафіолетові, проникають у воду на досить значну глибину, і радіаційне нагрівання відбувається в шарі води завтовшки кілька метрів.

Істотні розходження теплового режиму водойм і ґрунту викликаються наступними ***причинами***:

- *теплоємність води в 3-4 рази більше теплоємності ґрунту*. Тому для однакового їхнього нагрівання вода повинна одержати більше тепла, ніж ґрунт. Якщо до води і ґрунту надійде однакова кількість тепла, то температура води змінитися менше;

- *частки води мають більшу рухливість*. Тому у водоймах передача тепла усередину води відбувається не шляхом молекулярної

теплопровідності, як у ґрунті, а в результаті більш інтенсивного процесу – турбулентного перемішування.

Між поверхневими і нижче лежачими шарами ґрунту і води постійно відбувається теплообмін. Потік тепла в ґрунті або водоймі приблизно виражається формулою:

$$P = -\lambda \frac{t_2 - t_1}{z_2 - z_1}, \qquad (4.22)$$

де t_2 і t_1 – температура на глибинах z_1 і z_2;

λ – коефіцієнт теплопровідності.

У системі СІ потік тепла виражається у Вт/м^2.

Запитання для самоперевірки з розділу 4

1. Адіабатичні процеси.
2. Сухоадіабатичний процес і сухоадіабатичний градієнт.
3. Стратифікація атмосфери, її типи.
4. Вологоадіабатичний градієнт.
5. Псевдоадіабатичний процес.
6. Умови стійкості сухого повітря.
7. Потоки тепла в атмосфері.
8. Процеси нагрівання й охолодження повітря.
9. Тепловий режим приземного і граничного шарів атмосфери.
10. Добовий і річний хід температури повітря.
11. Екологічні наслідки зміни температури з висотою і широтою.
12. Річна амплітуда температури повітря.
13. Екологічна роль температурних коливань в атмосфері.
14. Континентальність клімату.
15. Неперіодичні і міждобові зміни температури повітря.
16. Типи термометрів.
17. Екологічна роль і вплив характеру діяльної поверхні на нагрівання й охолодження повітря.
18. Вертикальний градієнт температури повітря.
19. Конвекція.
20. Стратифікація атмосфери, її екологічна роль.
21. Інверсія в тропосфері, її типи.
22. Екологічна роль інверсії.
23. Приведення температури до рівня моря.
24. Карти ізотерм.
25. Температура широтних кіл.
26. Зміни температури з висотою у граничному шарі атмосфери.
27. Зміни температури з висотою у вільній атмосфері.
28. Вплив суші та моря на географічний розподіл температури.
29. Зміна складових теплового балансу за рахунок антропогенних факторів.

30. Тепловий режим діючої поверхні.
31. Нагрівання й охолодження ґрунту, промерзання і вічна мерзлота.
32. Закони температурних коливань у ґрунті.
33. Поширення температурних коливань у глибину ґрунту.
34. Теплообмін у ґрунтах і водоймах.
35. Вплив рослинного і снігового покриву на температуру ґрунту.
36. Вплив людської діяльності на зміни температури ґрунту.
37. Прилади для визначення температури ґрунту.
38. Термоізоплети.
39. Як складати графік зміни температури ґрунту з глибиною?
40. У чому відмінність добового і річного ходу температури на поверхні водойм і у верхніх шарах води?
41. Як спостерігають за температурою повітря?
42. Як змінюється температура повітря біля земної поверхні протягом доби?
43. Від чого залежить добова амплітуда температури повітря?
44. Як змінюється добова амплітуда температури з висотою?

РОЗДІЛ 5

ВОДА В АТМОСФЕРІ

Процеси випару, конденсації та сублімації водяного пару мають величезне значення у природі. Завдяки їм відбувається круговорот води. При цьому відбувається випар з поверхні водоймищ з наступною конденсацією або сублімацією водяної пари у вигляді хмар або туманів при досягненні стану насичення водяної пари в повітрі (рис. 5.1).

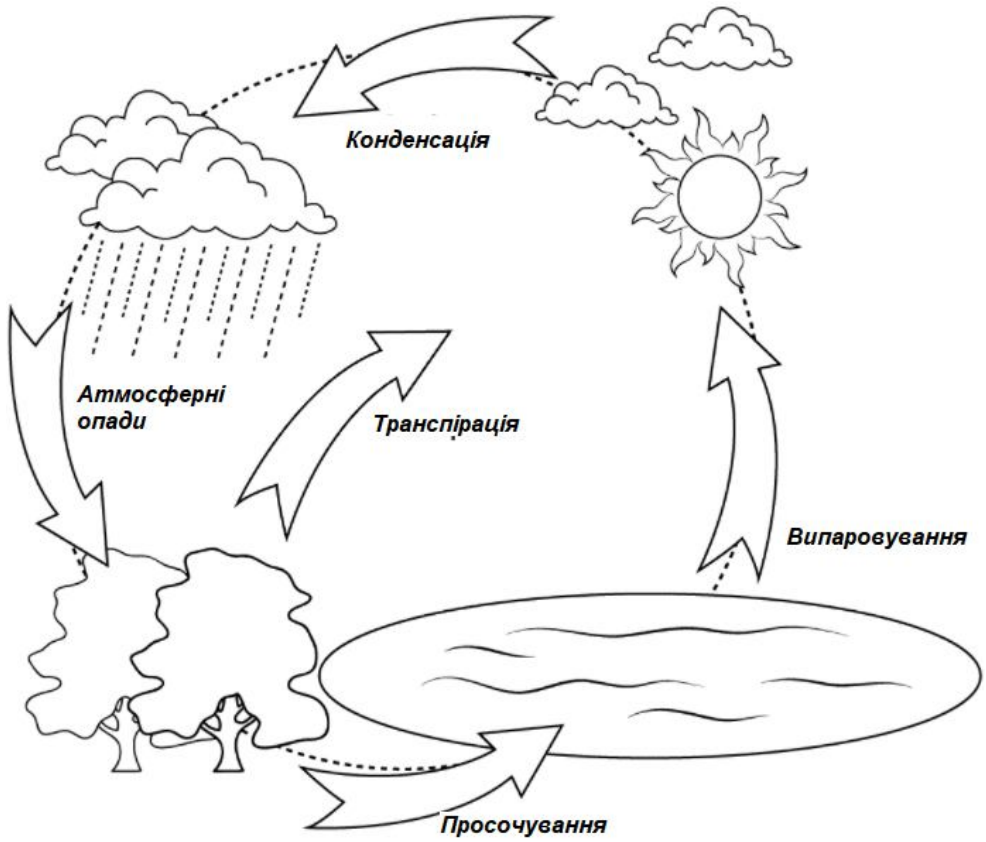


Рисунок 5.1. *Схема колообігу води у природі*

Опади сприяють самоочищенню атмосферного повітря від забруднюючих речовин. Тумани, навпаки, підвищують рівень забруднення атмосферного повітря. Тому знання умов утворення хмар, туманів є необхідним для визначення сприятливих та несприятливих метеорологічних умов для розсіювання забруднюючих речовин в атмосферному повітрі.

5.1. ВОДЯНА ПАРА В АТМОСФЕРІ

Вода існує скрізь: в атмосфері вона існує у вигляді парів та скупчень хмар, у земній корі – у тріщинах і порах, вона наповнює рослинні й тваринні організми. Вона є всюди, де існує людина і все живе.

За сучасними приблизними оцінками маса води в гідросфері становить біля $1{,}5 \cdot 10^{21}$ т, що відповідає шару води, який міг би рівномірно вкрити всю поверхню Землі шаром завтовшки 3260 м. Загальна кількість води, яка бере участь у круговороті, складає 12-14 тис. км^3, що можливо виразити шаром води завтовшки 25 мм, який покриє всю земну кулю.

У порівнянні з загальним запасом води, атмосферна волога складає малу частину. Однак вона відіграє визначну роль у змінах погоди, багаточисленних процесах, що проходять на земній поверхні, в атмосфері та біосфері.

За рік у вигляді опадів із атмосфери випадає 577000 км^3 води. На випар такої кількості води витрачається багато тепла. Для всієї земної поверхні це складає 10^{24} Дж/рік, тобто 25 % сонячної енергії, що поступає на Землю. Під час конденсації водяної пари в атмосфері до неї поступає така ж кількість тепла.

Вода, що нас оточує, – це речовина з унікальними властивостями, які ще повністю не пояснені та не всі відомі. Аналіз звичайної води показує, що насправді це суміш кількох різновидів води із загальною формулою H_2O, які являють собою з'єднання ізотопів кисню та водню. Крім звичайного водню (H^1) зустрічається водень з масою 2 (H^2), який називають дейтерієм (Д), і ще більш важкий водень з масою 3 (H^3) – тритій (Т). У кисню виявлені, крім звичайного з атомною вагою 16 (О), ще два більш важкі ізотопи: з атомною вагою 17 (O^{17}) та 18 (O^{18}). Теоретично може існувати 42 різні ізотопні різновиди води, із яких лише 7 стійких, тобто не радіоактивних. Ось їх суміш і утворює реальну гідросферу. При цьому 99,73 % гідросфери становить звичайна вода з молекулярним складом H_2O^{16}; 0,04 % – важкокиснева вода зі складовими H_2O^{17}; 0,02 % – зі складом H_2O^{18}, а також важка вода зі складом $Д_2О$. Кількість важкої води в суміші різних ізотопних різновидів реальної води незначна: на 1 літр природної води припадає 0,15мл $Д_2О$. Різниця в ізотопному складі впливає на фізичні властивості води. Наприклад, важка вода має густину 1,104 г/см^3, кипить при температурі 101,43 °С, а лід з важкої води тане при температурі 3,813°С, вона випаровується повільніше, ніж звичайна вода. Однак у загальній масі природної води вплив ізотопних різновидів на її фізичні властивості невідчутний. Цікаво відмітити, що в природі немає води, яка б відповідала закономірностям, властивим ряду речовин сполук водню, що мають подібну молекулярну структуру. Так, найлегша з цього ряду сполук вода повинна була б замерзати при –90 °С, а вона замерзає про 0 °С, кипіти – при -70°С, а вона кипить при 100°С.

Відомо, що всі рідини при затвердінні утворюють речовину завжди більшої густини, ніж густина первинної рідини. Вода, зменшуючись в об'ємі при охолодженні та збільшуючи при цьому густину, спочатку поводить себе як і всі інші рідини, але, досягнувши найбільшої густини при температурі +4°С, при подальшому зниженні температури починає розширюватись, і особливо сильно (майже на 11 %) збільшує свій об'єм при перетворенні в лід. У результаті такого процесу густина води при температурах нижче 4°С, і особливо льоду, виявляється меншою: лід плаває на поверхні води. Характер зміни густини води створює умови для розшарування (стратифікації) води за густиною під льодом у такий спосіб, що взимку в прісних водоймах зі збільшенням глибини вода стає теплішою: її температура від нижньої границі льоду до дна збільшується від 0°С до +4°С. Описаний природний феномен сприяє збереженню життєдіяльності тваринного й рослинного світу водойм.

Аномальні властивості води (у різних фазових станах) можна сформулювати так:

- вода має найбільшу густину, що дорівнює 10^3 кг/м^3, при температурі +4 ^{0}С. При зміні температури в той чи інший бік від +4 ^{0}С густина води зменшується. При 0 ^{0}С густина льоду становить $9{,}1 \cdot 10^5$ кг/м^3;
- теплоємність речовини при затвердінні змінюється несуттєво. Вода ж має зовсім інші властивості. Питома теплоємність рідкої води дорівнює: $C_в$ = 4186,8 Дж/(кг·град), однак питома теплоємність становить: $C_л$ = 2114 Дж/(кг·град), або майже половину теплоємності води. Щодо питомих теплоємностей водяної пари, то вони практично не залежать від температури. Наприклад, теплоємність водяної пари при постійному об'ємі дорівнює C_v = 2114 Дж/(кг·град), а при незмінному тиску C_p = 1846 Дж/(кг·град);
- поверхневий натяг води вищий, ніж в інших відомих рідин, і при температурі 20 ^{0}С становить $72{,}7 \cdot 10^{-3}$ Дж/м^2;
- теплопровідність води дуже мала: при температурі 0 ^{0}С вона дорівнює 0,054 Вт/(м·град).

5.2. ВОЛОГІСТЬ ПОВІТРЯ

Вологість повітря характеризується наступними показниками:

- ***<u>пружність водяної пари</u>*** (е) – парціальний тиск водяної пари в повітрі. Виражається в н/м^2 чи мб (мілібарах). Пружність водяної пари е можна визначити за психрометричною формулою:

$$e = E' - A(t - t')\,p, \qquad (5.1)$$

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

t – температура сухого термометра, °С;

t' – температура змоченого термометра, °С;

p – атмосферний тиск, мб;

А – коефіцієнт, що залежить від швидкості вітру. Для станційного психрометра А=0,0007947, для аспіраційного психрометра А=0,000662.

При кожній температурі пружність пари *е* не може перевищувати деякого граничного значення Е. Водяна пара, пружність якої досягла граничного значення (*е* = *Е*), називається насиченою. Пружність насиченої пари *Е* називають *пружністю насичення*. Значення *Е* визначається для конкретного значення температури повітря за формулами:

$$E = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{7{,}68\,t}{242 + t}}, \text{ мб} \quad \text{(над водою)} \qquad (5.2)$$

або

$$E = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{9{,}5\,t}{265{,}5 + t}}, \text{ мб} \quad \text{(над льодом);} \qquad (5.3)$$

- ***дефіцит вологості*** (*d*) – це різниця між пружністю насичення при даній температурі і пружністю водяної пари, що міститься в повітрі:

$$d = E - e, \text{ мб}; \qquad (5.4)$$

- ***відносна вологість*** (*r*) – відношення пружності водяної пари, що міститься в повітрі, до пружності насичення при даній температурі:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100 \ , \ (\%) \qquad (5.5)$$

- ***точка роси*** (*τ*) – це температура, до якої потрібно охолоджувати повітря при постійному тиску, щоб водяна пара, що міститься в ньому, стала насиченою.

Різниця між температурою повітря і точкою роси називається *дефіцитом точки роси*:

$$Д = t - \tau \ , \ °C; \qquad (5.6)$$

- ***абсолютна вологість*** (а) – маса водяної пари, що міститься в одиниця об'єму повітря:

$$a = \frac{0{,}8 \cdot e}{1 + \alpha \cdot t}, \text{ г/м}^3, \qquad (5.7)$$

де α – об'ємний коефіцієнт теплового розширення газів, що дорівнює 0,004;

t – температура повітря в °С;

е – пружність водяної пари, мб;

Між абсолютною вологістю і пружністю водяної пари (у системі СІ) існує співвідношення:

$$a = 2{,}17 \cdot 10^{-3} \cdot e/T \ , \quad кг/м^3 , \tag{5.8}$$

де е – пружність водяної пари, гПа;

Т – температура в градусах Кельвіна,

або

$$a = \frac{217 \cdot e}{T} , \ г/м^3 \tag{5.9}$$

- ***питома вологість*** (q) – це відношення маси водяної пари до маси вологого повітря:

$$q = \frac{0{,}622 \cdot e}{p} \quad , \ г/кг \text{ вологого повітря;} \tag{5.10}$$

- ***відношення суміші*** (S) – це відношення маси водяної пари до маси сухого повітря у фіксованому обсязі вологого повітря:

$$S = \frac{0{,}622 \cdot e}{p - e} \tag{5.11}$$

- ***дефіцит точки роси*** (τ) – це різниця між температурою повітря і точкою роси:

$$\Delta = t - \tau. \tag{5.12}$$

5.2.1. Добовий та річний хід вологості повітря

Розглянемо ***добовий та річний хід тиску водяної пари.*** Дослідження показують, що вологовміст у певній точці простору змінюється під впливом певних процесів:

а) впорядкованого перенесення водяної пари в горизонтальному напрямку. Під його впливом відбувається збільшення вологовмісту, якщо повітря переноситься з області з високим значенням вологості в область з низьким;

б) впорядкованого перенесення пари вертикальними потоками. Якщо вологовміст зменшується з висотою, то на фіксованому рівні при висхідних рухах вологовміст збільшується, а при низхідних – зменшується;

в) турбулентної дифузії пари у вертикальному й горизонтальному напрямку. Дифузія завжди призводить до вирівнювання вологовмісту, якщо не відбувається приплив або відплив водяної пари через межі області. Найбільш істотною є роль дифузії у вертикальному напрямку. Так, якщо в певному шарі вологовміст повітря в початковому стані зменшувався з висотою, то під впливом турбулентної дифузії відбудеться збільшення

його у верхній частині шару і зменшення в нижній. Під впливом вказаних процесів спостерігається велика різноманітність змін вологовмісту повітря з часом і в просторі. Так само, як і добовий хід температури повітря в даній точці простору, добовий хід тиску водяної пари найчіткіше може бути виражений на основі багаторічних середніх величин, ніж в окремі дні.

Над океанами та їх узбережжями тиск водяної пари має простий добовий хід з одним мінімумом перед сходом сонця і максимумом о 14-15 годині. Таким же є добовий хід тиску водяної пари і над материками взимку. Очевидно, що мінімум тиску пари зумовлений незначною швидкістю випаровування в цей час доби. Вдень же, не дивлячись на те, що турбулентне перенесення пари вгору зростає, швидкість випаровування перевищує її відплив із шарів, що знаходяться нижче, у результаті чого тиск пари зростає і досягає максимуму в момент найбільшого нагріву приземних підшарів повітря.

У теплу пору року над сушею (особливо в глибині материків) тиск водяної пари в більшості випадків має подвійний добовий хід: мінімуми припадають на час перед сходом сонця і на 15-16 годину, а максимуми на 8-10 та 20-22 години. Причиною подвійного добового ходу тиску водяної пари над континентами є розвиток влітку в денні години значних конвективних рухів, які набувають впорядкованого характеру. Дійсно, починаючи зі сходу сонця ґрунт нагрівається, разом з цим зростає випаровування і тиск пари біля земної поверхні. До 8-10 години в приземному підшарі встановлюється нестійка стратифікація повітря, конвекція отримує достатній розвиток, який у досить зволоженому повітрі проявляється в зародженні купчасто-подібних хмар. До 15-16 години інтенсивність конвективних рухів досягає максимуму. У процесі конвекції встановлюється перенесення водяної пари знизу вверх і, не зважаючи на значну швидкість випаровування в цей час доби, відплив водяної пари вгору за рахунок впорядкованого перенесення перевищує його приплив у приземних підшарах, що призводить до зниження в них вологовмісту. У нічні години випаровування значно зменшується, а при охолодженні повітря від земної поверхні водяна пара, яка знаходиться в тонкому приземному підшарі повітря, може досягти стану насичення й конденсуватись у вигляді роси. У результаті таких процесів відбувається зменшення тиску водяної пари й досягнення мінімального значення до часу сходу сонця.

На гірських метеорологічних станціях добовий хід тиску водяної пари паралельний добовому ходу температури: максимум настає після полудня, коли конвекція найінтенсивніше переносить водяну пару у верхній шар.

Амплітуда добового ходу тиску водяної пари в середніх широтах навесні та влітку становить 2-3 гПа, а восени та взимку 1-2 гПа, у гірських країнах вона ще менша.

Річний хід тиску водяної пари паралельний річному ходу температури повітря: мінімум у північній півкулі припадає на січень, а максимум – на липень. Іноді екстремальні значення вологовмісту запізнюються на місяць відносно екстремумів температур. Річна амплітуда тиску пари тим більша, чим більша річна амплітуда температури повітря, з чого випливає, що в континентальному кліматі вона більша, ніж у морському.

Розглянемо тепер ***добовий та річний хід відносної вологості.*** Оскільки відносна вологість повітря є відношенням фактичного тиску водяної пари до тиску насичення або максимального тиску водяної пари при даній температурі, то добовий хід відносної вологості залежатиме від добового ходу фактичного тиску й від добового ходу максимального тиску водяної пари. Але максимальний тиск залежить лише від температури повітря, і тому добовий хід відносної вологості виявляється залежним від добового ходу температури повітря. Тиск пари (е) у добовому ході змінюється не істотно, значно різкіше змінюється тиск насичення (Е), через що добовий хід відносної вологості, так як **E=f(T),** з достатнім наближенням виявляється оберненим до добового ходу температури: максимум настає перед сходом сонця, а мінімум – о 15-16 годині. Особливо яскраво, із значною амплітудою коливань, добовий хід відносної вологості виражений на континентах влітку і в ясні дні. Порушення в добовому ході відносної вологості вносять бризи на берегах морів, оскільки при денному бризі з моря температура спадає, а відносна вологість зростає. У горах і у вільній атмосфері добовий хід відносної вологості повторює добовий хід температури повітря: максимум відносної вологості припадає на денні години, коли підсилюється потік водяної пари і збільшене хмароутворення.

У річному ході відносна вологість також змінюється обернено до річного ходу температури. Однак у мусонних районах відносна вологість збільшується влітку при надходженні морського повітря та при випаданні мусонних дощів і зменшується взимку в період виносу сухого повітря з материка.

5.2.2. Зміна вологості з висотою

Водяна пара поступає в атмосферу з діяльної поверхні. В результаті турбулентної дифузії вона розповсюджується в більш високі шари атмосфери.

Розподіл пружності водяної пари з висотою залежить від зміни тиску та температури з висотою, від ступеня розвитку конвекції та турбулентного перемішування, від процесів конденсації та хмароутворення. Тому складно теоретично встановити точну закономірність зміни пружності водяної пари з висотою.

Спостереження довели, що в середньому пружність водяної пари швидко зменшується з висотою. Це зменшення описується емпіричними формулами, які виведені для різних районів.

Для гірських місцевостей виведена формула:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/6300}, \qquad (5.13)$$

де e_z і e_0 – парціальний тиск водяної пари на рівні моря і на висоті z;

z – висота місцевості, м.

З формули (5.13) видно, що на висоті 6300 м пружність водяної пари в 10 разів менша, ніж біля поверхні землі. Отже, пружність водяної пари з висотою знижується в 4-5 разів швидше, ніж атмосферний тиск. Пояснюється це тим, що шари повітря, які безпосередньо прилягають до діяльної поверхні, безперервно поповнюються водяною парою, тоді як у вище розташовані шари повітря її поступає значно менше. Крім того, температура повітря з висотою знижується, а можливий вміст водяної пари обмежується температурою, оскільки зниження температури повітря сприяє насиченню водяної пари та її конденсації.

Над рівнинами пружність водяної пари знижується з висотою швидше, ніж в горах.

Для вільної атмосфери за аерологічними даними:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/5000}. \qquad (5.14)$$

За думкою Н.Ф. Накоренка, пружність водяної пари за аерологічними даними визначається за формулою:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-k(t_0 - t)}, \qquad (5.15)$$

де t і t_0 – температура повітря у земної поверхні і на висоті z,

k – емпіричний коефіцієнт, рівний 0,0387.

Відносна вологість змінюється з висотою нерівномірно, але в середньому вона зменшується з висотою. На висотах, де розташовані хмари або тумани, відносна вологість підвищена. В шарах температурної інверсії вона зменшується з висотою в результаті підвищення температури. Особливо нерівномірно змінюється відносна вологість до висоти 2-3 км. Пружність водяної пари в шарах інверсії зростає.

5.3. ЗАГАЛЬНІ УМОВИ ФАЗОВИХ ПЕРЕХОДІВ ВОДИ В АТМОСФЕРІ

Перехід водяної пари в рідкий стан називається **конденсацією**. Перехід водяної пари у твердий стан, минаючи рідку фазу, називається **сублімацією**.

Водяна пара, що міститься в атмосфері, може переходити в рідкий чи твердий стан лише в тому випадку, коли його пружність перевищує пружність насичення, тобто коли e>E.

Однак у природних умовах конденсація чи сублімація зумовлюються головним чином зниженням температури повітря і порівняно рідко збільшенням пружності водяної пари.

Для конденсації водяної пари в атмосфері необхідні наступні умови:

- зниження температури повітря нижче точки роси;
- наявність у повітрі ядер конденсації.

Зниження температури повітря нижче точки роси можливо внаслідок:

- охолодження діяльної поверхні випромінюванням і наступного охолодження прилягаючих шарів повітря;
- зіткнення теплого повітря з холодною діяльною поверхнею;
- змішання двох мас повітря, що містять насичену чи близьку до насичення водяну пару, але вони мають різні температури;
- адіабатичного підняття повітря.

Адіабатичне охолодження вологого повітря, що піднімається, є найбільш важливим процесом, що приводить до конденсації водяної пари у вільній атмосфері та служить основною причиною утворення хмар. У результаті саме цього процесу виділяється найбільша кількість продуктів конденсації. Адіабатичне охолодження повітря і пов’язана з цим конденсація пари іноді можуть відбуватися також при різкому зниженні атмосферного тиску на якому-небудь рівні.

При сублімації водяної пари спочатку виникають рідкі зародкові крапельки на звичайних ядрах конденсації. При досить низьких негативних температурах вони замерзають (перетворюються у тверді елементи) і лише після цього на них розвиваються кристали.

5.4. ВИПАР І ВИПАРОВУВАНІСТЬ

Граничним значенням пружності водяної пари, що знаходиться в повітрі, є **пружність насичення**. При плюсових температурах ця величина над плоскою поверхнею дистильованої води залежить тільки від температури, а при мінусових температурах вона залежить і від фазового стану поверхні, що випаровує.

Пружність насичення над поверхнею льоду менше, ніж над поверхнею переохолодженої води при тій же температурі.

Краплі води, зважені в атмосфері або ті, що випадають із хмар, завжди містять деяку кількість розчинених солей чи кислот. Пружність насичення над плоскою поверхнею розчину якої-небудь речовини менше, ніж над дистильованою водою.

Потік водяної пари залежить від різниці між парціальним тиском насиченої пари безпосередньо на поверхні води або суші (E_1) і парціальним тиском пари, що міститься в повітрі на деякому віддаленні від поверхні (e).

Якщо $\mathbf{(E_1 - e) > 0}$, то відбувається перенос пари від поверхні води в повітря – *випар*.

Якщо $\mathbf{(E_1 - e) < 0}$, то, навпаки, переважає надходження пари з повітря на поверхню водойми (суші) – *конденсація,* чи *сублімація* пари.

При $\mathbf{(E_1 - e) = 0}$ спостерігається *динамічна рівновага* потоків до поверхні водойм (суші) і від неї.

Величину $d_1 = (E_1 - e)$ називають дефіцитом насичення, розрахованим за температурою поверхні, що випаровує.

Характер процесу (випар або конденсація) можна визначити також за рівноважною відносною вологістю r_p (%), зіставляючи останню з відносною вологістю повітря r.

Під *рівноважною відносною вологістю* розуміється вологість, при якій установлюється динамічна рівновага систем пара – рідина або пара – лід.

$$r_p = \frac{E_1}{E} \cdot 100, \qquad (5.16)$$

де: E_1 – тиск насиченої водяної пари в тонкому шарі над поверхнею льоду (води), визначений за температурою поверхні, що випаровує, з урахуванням її фазового стану, наявності домішок, кривизни поверхні, що випаровуває, й електричних зарядів;

E – тиск насиченої водяної пари над плоскою поверхнею чистої води, визначений за температурою повітря.

При мінусових температурах E береться стосовно води.

Якщо $\mathbf{r < r_p}$, то здійснюється випар, якщо $\mathbf{r > r_p}$ – конденсація, якщо $r = r_p$, то настає динамічна рівновага фаз.

Якщо відомий тиск насиченої пари над плоскою поверхнею чистої води, то для розрахунку тиску над плоскою поверхнею чистого льоду при різних температурах можна використовувати наступну формулу:

$$E_{л} = E\left(1 + \frac{t}{10^2} + \frac{t^2}{2 \cdot 10^4}\right). \qquad (5.17)$$

Залежність тиску насиченої пари від кривизни поверхні, що випаровує, описується формулою Томсона:

$$\ln \frac{E_r}{E} = \frac{2\sigma}{\rho_k R_n T_r}, \qquad (5.18)$$

де E – тиск насиченої водяної пари над плоскою поверхнею чистої води, гПа;

E_r – тиск насиченої водяної пари над краплею або капіляром радіусом r, гПа;

σ – коефіцієнт поверхневого натягу на границі вода – водяна пара, чи поверхнева енергія, Дин/см;

$\rho_к$ – густина води, г/см^3;

r – радіус кривизни поверхні, см;

T – температура повітря, К.

Формулу (5.18) можна перетворити до вигляду:

$$E_r = E\left(1 + \frac{c_r}{r}\right), \qquad (5.19)$$

де $c_r = 2\ \sigma/(R_п\ \rho_{до}\ T)$ – величина, яку практично можна вважати постійною і рівною $1{,}2*10^{-7}$см.

Формула (5.19) справедлива як для опуклої (r >1), так і для увігнутої (r <1) поверхонь. Спільний вплив кривизни і фазового стану на тиск насиченої водяної пари можна описати рівнянням:

$$E_{г,л} = E\left(1 + \frac{c_r}{r}\right)\left(1 + \frac{t}{10^2} + \frac{t^2}{2 \cdot 10^4}\right). \qquad (5.20)$$

Залежність тиску насиченої пари від наявності домішок згідно із законом Рауля має вигляд:

$$E_р = E\left(1 - \frac{N}{n + N}\right), \qquad (5.21)$$

де n – число молей розчиненої речовини,

N – число молей розчинника.

Тиск насиченої пари над краплями розчинів залежить від наявності домішок солей і кривизни:

$$E_{r,p} = E\left[1 + \frac{c_r}{r} - c_p\left(\frac{r_0}{r}\right)^3\right], \qquad (5.22)$$

де r і r_0 – радіуси крапель з ненасиченим і насиченим розчинами солі відповідно, см;

c_p – експериментально встановлений коефіцієнт, що характеризує зменшення тиску насиченої пари над насиченим розчином речовини, Дж/(г*град).

Для основних ядер конденсації в атмосфері значення коефіцієнта наведені в таблиці 5.1.

Таблиця 5.1

Значення коефіцієнта C_p для основних ядер конденсації в атмосфері

Речовина	$(NH_4)_2SO_4$	$NaNO_3$	NaCl	NH_4Cl	CaCl
C_p	0,17	0,19	0,22	0,20	0,65

Залежність пружності насичення від кривизни й електричних зарядів краплі визначається формулою Томсона:

$$E_{r,q} = E\left(1 + \frac{c_r}{r} - \frac{c_q \upsilon^2}{r^4} + \ldots\right), \qquad (5.23)$$

де c_q для одиничного елементарного заряду і температури 0 ^{0}C дорівнює $7{,}5*10^{-30}$ см$^{-4}$;

ν – число одиничних зарядів на поверхні краплі.

5.4.1. Швидкість випару

Кількісно випар характеризується масою води, що випаровується в одиницю часу з одиниці поверхні. Ця величина називається **швидкістю випару**. У системі СІ вона виражається в кг/(м^2·с), у СГС – у г/(см^2·с).

Швидкість випару збільшується з підвищенням температури поверхні, що випаровує. У процесі випару молекули води, що переходять у пару, витрачають частину своєї енергії на подолання сил зчеплення і на роботу розширення, пов’язану зі збільшенням обсягу рідини, що переходить у газоподібний стан. У результаті середня енергія молекул, що залишаються в рідині, зменшується, і рідина прохолоджується. Для продовження процесу випару необхідно додаткове тепло, що називається теплотою випару. Теплота випару зменшується зі збільшенням температури поверхні, що випаровує.

Якщо випар проходить з поверхні води, то ця залежність виражається формулою:

$$Q = Q_0 - 0{,}65 \cdot t, \tag{5.24}$$

де Q – теплота випару, Дж/г;
t – температура поверхні, що випаровує, ^{0}C;
Q_0 = 2500 Дж/кг.

Якщо випар проходить з поверхні льоду або снігу, то:

$$Q = Q_0 - 0{,}36 \cdot t. \tag{5.25}$$

Для практичних цілей швидкість випару виражається висотою (у мм) шару води, що випаровує за одиницю часу. Шар води, висотою 1 мм, що випаровує з площі 1 м^2, відповідає її масі в 1 кг.

Згідно із **законом Дальтона**, швидкість випару W у кг/(м^2·с) прямо пропорційна дефіциту вологості, обчисленому за температурою поверхні, що випаровує, і обернено пропорційна атмосферному тиску:

$$W = A\frac{E_1 - e}{P}, \tag{5.26}$$

де E_1 – пружність насичення, узята за температурою поверхні, що випаровує, гПа;
e – пружність пари в навколишньому повітрі, гПа;
P – атмосферний тиск, гПа;
A – коефіцієнт пропорційності, що залежить від швидкості вітру.

Із закону Дальтона видно, що чим більше різниця (E_1-e), тим більше швидкість випару. Якщо поверхня, що випаровує, тепліше повітря, то E_1 більше, ніж пружність насичення E при температурі повітря. У такому випадку випар продовжується навіть тоді, коли повітря насичене паром, тобто коли e = E (але E < E_1). Навпаки, якщо поверхня, що випаровує, холодніше повітря, то при досить великій відносній вологості може виявитися, що E_1 < e. У цьому випадку W < 0, тобто випар зміниться конденсацією пари на поверхні, незважаючи на те, що пара в повітрі ще не стала насиченою.

Залежність швидкості випару від атмосферного тиску зумовлена тим, що в нерухомому повітрі молекулярна дифузія підсилюється зі зменшенням зовнішнього тиску: чим він менше, тим легше молекулам відірватися від поверхні, що випаровує. Однак атмосферний тиск у поверхні землі коливається в порівняно невеликих межах. Тому він не може істотно змінювати швидкість випару. Але його приходиться враховувати, наприклад, при порівнянні випару на різних висотах у гірській місцевості.

Швидкість випару залежить від швидкості вітру. Зі збільшенням швидкості вітру збільшується турбулентна дифузія, від якої в значній мірі залежить швидкість випару. Чим інтенсивніше турбулентне перемішування, тим швидше протікає перенос водяної пари в навколишнє середовище. Коли повітря переноситься із суші на водойму, то швидкість випару з водойми збільшується, тому що в повітрі, що натікає на порівняно більш суху поверхню, дефіцит вологості більше, ніж він над водоймою. При переносі повітря з водної поверхні на сушу швидкість випару поступово зменшується в результаті зменшення дефіциту вологості в повітрі, що знаходиться над водою. На швидкість випару з поверхонь морів і океанів впливає їхня солоність, тому що пружність насичення над розчином менше, ніж над прісною водою.

На випар з поверхні ґрунту значно впливають фізичні властивості, стан діяльної поверхні, рельєф і інші фактори. Гладка поверхня випаровує менше, ніж шорсткувата, тому що над нею слабкіше розвинуте турбулентне перемішування, ніж над шорсткуватою поверхнею. Світлі ґрунти за інших рівних умов випаровують менше, ніж темні, тому що вони менше нагріваються. Пухкий ґрунт із широкими капілярами випаровує менше, ніж щільний ґрунт із вузькими капілярами. Пояснюється це тим, що по вузьких капілярах вода піднімається ближче до поверхні ґрунту, ніж по широких. Швидкість випару залежить від ступеня зволоження ґрунту: чим сухіше ґрунт, тим повільніше відбувається випар. На швидкість випару впливає рельєф місцевості. На височинах, над якими має місце інтенсивне турбулентне перемішування, випар відбувається швидше, ніж у низинах, балках і долинах, де повітря менш рухливе.

На швидкість випару впливає рослинний покрив. Він значно зменшує випар безпосередньо з поверхні ґрунту. Однак самі рослини випаровують багато вологи, що беруть із ґрунту. Випар вологи рослинами є фізико-біологічним процесом і називається **транспірацією**.

Випаровуваність – це випар, максимально можливий в даній місцевості з визначеної діяльної поверхні при достатній кількості вологи і існуючих тут метеорологічних умовах.

Повна віддача водяної пари з певної поверхні з однаковим рослинним покривом називається **евапотранспірацією**. Вона включає випар з поверхні землі й від рослин.

5.4.2. Добовий і річний хід випару

Протягом доби випар змінюється. Максимум швидкості випару спостерігається біля полудня, коли найбільш висока температура поверхні, що випаровує, дефіцит вологості і швидкість вітру, тобто такі метеорологічні елементи, від яких швидкість випару знаходиться в прямій залежності. У цей же час відзначається інтенсивне турбулентне перемішування. Увечері температура поверхні, що випаровує, постійно знижується, а дефіцит вологості наближається до нуля, тобто водяна пара наближається до стану насичення. У зв'язку з цим швидкість випару поступово зменшується й іноді стає рівною нулю. Якщо ж температура поверхні, що випаровує, опускається нижче точки роси повітря, то випар змінюється конденсацією, або сублімацією водяної пари на поверхні.

Найбільш різко виражений добовий хід випару в теплий час року. У річному ході випару мінімум спостерігається в листопаді-грудні, а максимум – у липні.

5.5. ХМАРНІСТЬ. КЛАСИФІКАЦІЯ ХМАР

Хмара - видиме скупчення продуктів конденсації, чи сублімації водяної пари на деякій висоті у вільній атмосфері.

Хмари виникають у результаті сублімації, чи конденсації водяної пари в атмосфері, головним чином у результаті висхідних рухів повітря.

Висота хмар і їхня будова взаємозалежні з положенням рівня конденсації, рівня нульової ізотерми, рівня замерзання і рівня конвекції.

Рівень конденсації практично збігається з нижньою границею хмар. Між рівнем конденсації і рівнем нульової ізотерми хмара складається з водяних крапель, а в окремих випадках зі сніжинок, що тануть. Вище рівня нульової ізотерми хмари складаються переважно з переохолоджених водяних крапель. Переохолоджені краплі в хмарах спостерігаються до рівня замерзання. Рівень замерзання розташовується в середньому на тій висоті, де температура повітря складає (-12) – (-17) ^{0}C. Вище цього рівня уже відбувається сублімація водяної пари, а також замерзання переохолоджених крапель, і хмари складаються, в основному, із крижаних кристалів. Верхня границя хмари визначається рівнем конвекції.

У залежності від горизонтальних розмірів областей, охоплених вертикальними рухами, від інтенсивності висхідних рухів, від термічних і інших факторів утворюються хмари, різні за зовнішнім виглядом і внут-

рішньою будовою. У залежності від умов утворення всі хмари поділяються на три класи.

1. **Купчастоподібні** – сильно розвинуті по вертикалі, вони мають порівняно невелику горизонтальну довжину. Утворюються вони в результаті інтенсивних висхідних (конвективних) рухів повітря.

2. **Хвилеподібні** – розповсюджений по горизонталі шар хмар, що мають вигляд «баранчиків», валів або гряд. Утворюються вони в результаті хвильових рухів в атмосфері.

3. **Шаруватоподібні** – мають вигляд більш-менш суцільного шару завіси. Горизонтальна довжина цих хмар у десятки і сотні разів перевершує їхню вертикальну потужність. Утворюються вони в результаті повільних, плавних висхідних рухів повітря, зокрема, над фронтальними поверхнями.

Як виникають хвильові рухи атмосфери? Нижня границя інверсійного шару являє собою поверхню розподілу між холодним і теплим повітрям, що знаходиться вище холодного. Якщо уздовж такої поверхні розподілу холодне і тепле повітря рухається з різними швидкостями, то в ній розвиваються хвилі. Повітря, що піднімається в гребенях хвиль, адіабатично охолоджується, і в ньому починається конденсація водяної пари. У долинах між гребенями хвиль повітря опускається, і водяна пара, що там знаходиться, віддаляється від стану насичення. Таким чином, у гребенях хвиль утворюються хмари, а в долинах – просвіти блакитного неба. При цьому у верхньому ярусі утворюються перисті і перистокупчасті хмари, у середньому – висококупчасті й у нижньому – шарувато-купчасті.

У залежності від висоти розміщення нижньої границі хмар вони поділяються на чотири родини:

- **родина А** – хмари верхнього ярусу, висота більше 6 км;
- **родина Б** – хмари середнього ярусу, висота від 2 до 6 км;
- **родина В** – хмари нижнього ярусу, висота менше 2 км;
- **родина Г** – хмари вертикального розвитку, висота основи яких менша за 2 км, але їх вершина може знаходитись на будь-який висоті в межах тропосфери.

Різноманіття процесів, пов’язаних з утворенням хмар, зумовлює існування великої кількості їхніх форм, а отже, і необхідність їхньої класифікації. При метеорологічних спостереженнях прийнята морфологічна (за зовнішнім виглядом) класифікація хмар, що включає 10 родин, які у свою чергу підрозділяються на ряд видів і різновидів.

А. Сімейство хмар верхнього ярусу. До них належать:

- перисті – Cirrus – (циррус) – Ci;
- перисто-купчасті – Cirrocumulus – (циррокумулюс) – Cc;
- перисто-шаруваті – Cirrostratus – (цирростратус) – Cs.

Б. Сімейство хмар середнього ярусу. До них належать:
- висококупчасті – Altocumulus – (альтокумулюс) – Ac;
- високошаруваті – Altostratus – (альтостратус) – As.

В. Сімейство хмар нижнього ярусу. До них належать:
- шарувато-дощові – Nimbostratus – (нимбостратус) – Ns;
- шарувато-купчасті – Stratocumulus – (стратокумулюс) – Sc;
- шаруваті – Stratus – (стратус) – St.

Г. Сімейство хмар вертикального розвитку. До них відносяться:
- купчасті – Cumulus – (кумулюс) – Cu;
- купчасто-дощові – Cumulonimbus – (кумулонімбус) – Cb.

Перисті, перисто-купчасті і перисто-шаруваті хмари розташовуються у верхньому ярусі тропосфери – у помірних широтах від 5 до 13 км. Висококупчасті – у середньому ярусі, у помірних широтах від 2 до 7 км. Високошаруваті хмари зазвичай спостерігаються в середньому ярусі, але можуть проникати й у верхній. Шарувато-дощові майже завжди спостерігаються в нижньому ярусі, але, як правило, поширюються й в інші. Шарувато-дощові і шаруваті хмари виникають у нижньому ярусі – від земної поверхні до 2 км. У купчастих і купчасто-дощових хмар нижня границя розташовується переважно в нижньому ярусі, але вертикальний розвиток їх такий, що їхні вершини можуть проникати в середній і навіть верхній яруси.

Перисті хмари. Це окремі білі волокнисті хмари, звичайно дуже тонкі і прозорі, із шовковистим блиском, але іноді з більш щільними утвореннями. Належать до класу **хвилеподібних.**

Зазвичай спостерігаються в невеликій кількості, але іноді можуть займати і значну частину неба. Закриваючи сонце, вони лише незначно послаблюють сонячне сяйво. Часто крізь перисті хмари просвічується блакитне небо. Перед сходом або після заходу сонця перисті хмари іноді мають яскраво-жовтий чи червоний колір. Хмари даного виду складаються переважно з крижаних кристалів.

Перисто-купчасті. Це білі тонкі хмари, що складаються з дуже дрібних хвиль, що частково мають волокнисту будову або переходять у перисті хмари. Як правило, спостерігаються в невеликій кількості. Відносяться до класу хвилеподібних. Складаються з дуже дрібних крижаних кристалів.

Перисто-шаруваті. Це тонка, білувата завіса, що не розмиває контурів сонячного чи місячного диска. Ці хмари також кристалічні. При наявності перисто-шаруватих хмар, так само як і перистих, і перисто-купчастих, навколо сонця і місяця утворюються так звані гало – великі світлі кола. Це оптичне явище виникає в результаті переломлення сонячних променів у кристалах хмар. Перисто-шаруваті хмари майже

завжди спостерігаються одночасно з перистими чи після них, на тих же чи трохи менших висотах. Поява перисто-шаруватих хмар служить ознакою погіршення погоди. Ці хмари утворюються в результаті адіабатичного охолодження повітря при його висхідному русі у верхній тропосфері, у зонах атмосферних фронтів. Належать до класу шаруватоподібних.

Високо-купчасті хмари. Це білі, іноді сіруваті чи синю ваті хмари у вигляді шарів або пасм, які складаються з окремих пластинок, округлих мас, валів, пластівців, звичайно розділених просвітами блакитного неба, але іноді зливаються майже в суцільний покрив. Від перисто-купчастих відрізняються більшою щільністю і великими видимими розмірами окремих пластинок або пластівців. Високо-купчасті хмари є, як правило, водяними. Складаються з переохолоджених крапель води. Належать до класу хвилястоподібних хмар.

Високо-шаруваті хмари. Сіра чи синювата однорідна завіса злегка волокнистої будови. Як правило, поступово закриває все небо. Іноді на нижній її поверхні помітні слабко виражені хвилі. Належить до класу шаруватоподібних. Здебільшого є змішаними (складаються з крижаних кристалів і переохолоджених крапель води). Опади з високошаруватих хмар випадають, але влітку звичайно не доходять до земної поверхні, випаровуючи в підхмарному шарі повітря. Узимку навіть тонкі високошаруваті хмари дають сніг.

Шарувато-купчасті хмари. Це сірі хмари, що складаються з великих гряд, хвиль, пластин чи пластівців, які розділені просвітами або зливаються в суцільний сірий покрив. Часто зустрічаються одночасно з купчастими хмарами. Складаються переважно з крапельок води. Зрідка в них зустрічається деяка кількість крижаних кристалів і сніжинок. Шарувато-купчасті хмари утворюються в результаті виникнення хвильових рухів у шарах інверсії, розташованих нижче 2 км, розтікання купчастих хмар у шарі під інверсіями нижче 2 км, а також ввечері в зв'язку з ослабленням конвекції. Належать до класу хвилеподібних.

Шарувато-дощові хмари. Вони являють собою при спостереженні знизу безформний суцільний сірий хмарний покрив, з якого випадають затяжні опади (дощ, сніг). Належать до класу шаруватоподібних. Товщина шарувато-дощових хмар порядку декількох кілометрів. Вони складаються з крапель і крижаних кристалів. При мінусових температурах краплі знаходяться в переохолодженому стані. Шарувато-дощові хмари утворюються в результаті охолодження повітря при висхідному русі над поверхнею фронту.

Шаруваті хмари. Вони являють собою однорідний шар сірого кольору, подібний з туманом, піднятим над поверхнею землі. Звичайно вони закривають усе небо. Нижня границя цих хмар розташовується на

висоті декількох десятків чи сотень метрів; іноді вони зливаються з наземним туманом. Належать до класу хвилястоподібних. Складаються з дрібних крапельок води, при мінусових температурах – переохолоджених. В них можуть знаходитися і дрібні крижані кристали. З цих хмар може випадати мряка, а узимку – сніжні зерна і крижані голки. Шаруваті хмари утворюються переважно в нижніх шарах однорідних повітряних мас.

Купчасті хмари. Це щільні, розвинуті по вертикалі хмари у формі пагорбів, куполів і веж з плоскою сіруватою чи синюватою основою. При сильному рвучкому вітрі краї купчастих хмар можуть бути розірваними. Висота основи їх над поверхнею землі 1–2 км. Ці хмари складаються з крапель води, що при мінусових темпера-турах знаходяться в переохолодженому стані. У помірних широтах опади з купчастих хмар зазвичай не випадають; у тропіках з них можуть випадати слабкі опади. Належать до класу купчастоподібних.

Купчасто-дощові хмари. Це могутні хмарні утворення, що створюються в результаті особливо сильного розвитку купчастих хмар, що піднімаються у вигляді гір або веж висотою в кілька кілометрів. Верхні частини таких хмар мають волокнисту структуру і кристалічну будову подібно до перистих хмар. У нижніх частинах ці хмари складаються з крапель води, іноді в суміші з крижаними ядрами крупи, граду або сніжинками. Купчасто-дощові хмари дають зливові опади (дощ, сніг, крупу) і влітку часто супроводжуються грозами. Проходження їх завжди викликає різкі зміни погоди: сутеніє, піднімається різкий шквалистий вітер, випадають зливові опади. Ці хмари утворюються в результаті адіабатичного охолодження повітря при могутньому висхідному русі повітря.

5.6. ТУМАН

Туман зазвичай утворюється в тих випадках, коли пружність водяної пари в нижньому шарі атмосфери, що прилягає до земної поверхні, перевищує пружність насичення. При наявності активних ядер конденсації туман може виникнути при відносній вологості повітря менше 100 %, тобто коли пружність водяної пари ще не досягла пружності насичення над плоскою поверхнею дистильованої води. Існування туману при відносній вологості повітря менше 100 % можливо також при сильних морозах, коли туман складається з крижаних кристалів, над якими пружність насичення водяної пари менше, ніж над переохолодженою водою при тій же температурі.

Як активні ядра конденсації можуть бути зважені в повітрі частки ґрунту, гірських порід, органічних речовин, деякі мікроорганізми, частки деяких солей, що залишаються в атмосфері після випару крапель морської води, продукти згоряння вугілля.

Інтенсивність туману визначається наступними градаціями:

1. *слабкий туман* – видимість 500-1000 м;
2. *помірний туман* – видимість 50-500 м;
3. *сильний туман* – видимість < 50 м.

За фізичними умовами утворення тумани можна поділити на:

- тумани охолодження;
- тумани, не пов'язані з охолодженням;
- тумани, викликані діяльністю людини.

Тумани охолодження утворюються в результаті зниження температури повітря, що прилягає до земної поверхні нижче точки роси.

До туманів, не пов'язаних з охолодженням, належать тумани випару і тумани змішання.

Тумани випару спостерігаються в тих випадках, коли температура поверхні води вище температури прилягаючого повітря. Їхнє утворення викликається охолодженням і конденсацією пари, що надходить з водяної поверхні в повітря. Випар при цьому відбувається навіть при вологості повітря 100 % і більше. Пояснюється це тим, що дефіцит вологості, визначений за температурою поверхні, що випаровує, буде в цьому випадку більше нуля навіть при відносній вологості повітря >100 %.

Тумани змішання утворюються при перемішуванні двох мас повітря, що містять водяну пару, близьку до стану насичення, які мають різну температуру. Найчастіше такі тумани утворюються на берегах морів і озер при великому контрасті температур повітря над сушею і над водною поверхнею і при слабкому вітрі.

До туманів, викликаних діяльністю людини, належать міські і морозні (грубні) тумани, а також спеціально створені штучні тумани, наприклад, для боротьби з заморозками.

Міські тумани утворюються у великих містах, де в повітря викидаються у великій кількості відходи промислового виробництва. Своєю появою вони зобов'язані великій кількості активних ядер конденсації, при наявності яких конденсація може початися вже при відносній вологості 75-95 %. Найчастіше міські тумани спостерігаються вранці, коли водяна пара, що міститься в повітрі, близька до стану насичення. У великих промислових містах нерідко виникають сильні і небезпечні тумани, змішані з димом чи вихлопними газами машин. Такі тумани називаються *смогами*.

Морозні (грубні) тумани утворюються взимку при низькій температурі повітря і при наявності приземної інверсії над невеликими населеними пунктами. Вони звичайно виникають вранці, коли в повітря надходить велика кількість ядер конденсації разом з димом від топки печей, з чим і пов'язана назва цих туманів.

Річний хід туманів залежить від географічних умов. Над континентами тумани найчастіше утворюються восени, а над морями й океанами – навесні, коли водна поверхня найбільш холодна. Тумани зменшують ефективне випромінювання діяльної поверхні та тим самим перешкоджають надмірному охолодженню рослин в нічні години.

5.7. ОПАДИ

5.7.1. Види опадів

Розрізняють наступні види опадів:

1. тверді опади;
2. рідкі опади;
3. змішані опади.

Тверді опади*:*

- *сніг* – крижані чи сніжні кристали, що найчастіше мають форму зірочок і пластівців;
- *сніжна крупа* – непрозорі сферичні снігоподібні крупинки білого чи матово-білого кольору діаметром від 2 до 5 мм;
- *сніжні зерна* – непрозорі матово-білі крупинки діаметром менше 1 мм;
- *крижана крупа* – крижані прозорі крупинки, у центрі яких є непрозоре ядро. Діаметр крупинок до 3 мм;
- *іній* – крижані прозорі голки, що утворюються на твердих поверхнях;
- *крижаний дощ* – прозорі крижані кульки розміром від 1 до 3 мм. Іноді усередині твердої оболонки вода залишається не замерзла (переохолоджена вода);
- *град* – шматочки льоду різних форм і розмірів.

Рідкі опади:

- *дощ* – складається з крапель діаметром від 0,5 до 7,0 мм;
- *мряка* – крапельки діаметром 0,05-0,5 мм, що знаходяться ніби у зваженому стані, так що падіння їх майже непомітне.

Змішані опади – це мокрий сніг, опади у вигляді снігу, що тане, чи суміші снігу з дощем.

Важливою характеристикою опадів є їх *інтенсивність*, тобто кількість опадів, що випадають в одиницю часу.

На метеостанціях ***інтенсивність*** кількісно (у мм/хв) визначається тільки для рідких опадів.

Інтенсивність як рідких, так і твердих опадів визначається кількісно і візуально. Опади поділяються на слабкі, помірні і сильні.

За ***характером випадання*** розрізняють опади: облогові, зливові, мряка.

Облогові опади випадають звичайно із системи фронтальних шарувато-дощових і високошаруватих хмар, а іноді й із шарувато-купчастих. Вони характеризуються помірною, приблизно рівномірною інтенсивністю, охоплюють одночасно великі площі і можуть безупинно чи з короткими перервами продовжуватися протягом декількох годин і навіть десятків годин.

Зливові опади випадають з купчасто-дощових хмар. Вони відрізняються раптовістю початку і кінця випадання, різкими коливаннями інтенсивності і порівняно малою тривалістю. Вони охоплюють невелику площу.

Мряка випадає з шарувато-купчастих і шаруватих хмар. Це можуть бути також дрібні сніжинки чи сніжні зерна.

За ***синоптичними умовами*** утворення розрізнять опади: внутрішньомасові, фронтальні.

Внутрішньомасові опади утворюються усередині однорідних повітряних мас.

Фронтальні опади пов’язані з проходженням фронтів. Для теплого фронту типові облогові опади, для холодного фронту – зливові.

За ***місцем утворення*** розрізняють опади: континентального походження, морського походження.

5.7.2. Хімічний склад опадів

Вивчення хімічного складу опадів необхідне для вирішення багатьох практичних питань і в першу чергу для дослідження круговороту речовин у природі. Зміст різних домішок в опадах потрібно знати агрохімікам, гідрохімікам, гідрогеологам і геохімікам для вивчення формування складу

природних та поверхневих вод і поверхневих шарів ґрунту, а також технікам, що розробляють заходи запобігання для різних споруд від корозії й ізоляційні пристрої на лініях електропередач. Тому хімічні аналізи атмосферної води – часток туманів і хмар, опадів, роси, снігу – ведуться різними фахівцями.

Атмосферні опади являють собою слабкі *розчини солей*

Загальна мінералізація опадів змінюється в середньому від 10 до 30 мг/дм^3. Опади приносять у ґрунт значну кількість різних речовин, що змішалися з водою, а саме, від 50 до 150 кг/га в рік.

Концентрація домішок в опадах узимку більша, ніж улітку. Це пояснюється тим, що внаслідок більшої площі захоплення і меншої швидкості падіння сніжинки на шляху свого падіння можуть захоплювати набагато більше завислих у повітрі часток, ніж краплі.

В опадах континентального походження основною домішкою є сульфати, а в опадах морського походження – хлориди. Метеорологічними службами проводяться дослідження проб води з хмар і аерозолів вільної атмосфери. Численні аналізи показують, що хмарна вода чистіша, ніж вода опадів. Це означає, що опади розчиняють, сорбують забруднюючі речовини в підхмарних шарах атмосфери.

Опади вимивають з атмосфери *радіоактивні* речовини, при чому тверді опади в більшому ступені, ніж рідкі. Але краплі і сніжинки стають радіоактивними не тільки в результаті вимивання ними радіоактивних аерозолів з підхмарних шарів повітря, але і раніше, під час свого росту в хмарі.

5.7.3. Продукти наземної конденсації

До продуктів наземної конденсації належать:
- роса й іній;
- зерниста паморозь;
- кристалічна паморозь;
- ожеледь;
- ожеледиця;
- рідкий і твердий наліт.

Роса – рідкий осад у вигляді крапель води. Утворюється вночі, але може утворюватися і ввечері після заходу сонця, коли земна поверхня і предмети, що знаходяться на ній, охолоджуються шляхом випромінювання до температури нижче точки роси прилягаючого повітря. При цьому відбувається конденсація водяної пари на ґрунті та наземних предметах.

Іній утворюється при умовах, аналогічних умовам утворення роси, але при температурі поверхні ґрунту і наземних предметів нижче 0 ^{0}С. Кристали інею утворюються шляхом сублімації водяної пари з повітря, що стикається з предметами. Іній виникає при заморозку на ґрунті, але і сам сприяє збільшенню нічного вихолоджування ґрунту через велику свою випромінювальну здатність.

Зерниста паморозь утворюється внаслідок намерзання на предметах переохолоджених крапель туману. При зіткненні з предметами краплі так швидко замерзають, що не встигають утратити свою форму і дають снігоподібне відкладення, що складається з окремих не помітних оком крижаних зерен. Вони звичайно утворюються при температурі повітря від –2 до –7 ^{0}С. Товщина шару відкладення може досягати декількох десятків сантиметрів.

Кристалічна паморозь утворюється в результаті сублімації водяної пари, що надходить у повітря при випарі крапель туману. При утворенні на суках дерев, проводах кристалічна паморозь має вигляд пухнатих гірлянд, що легко обсипаються при струшуванні. Товщина відкладення не більше 1 см.

Ожеледь являє собою шар прозорого чи мутного льоду, що утворюється на поверхні землі, деревах і інших предметах переважно з навітряної сторони. Його поява викликана випаданням переохолодженого дощу чи мряки. При зіткненні з земною поверхнею або з наземними предметами, що мають температуру нижче 0 ^{0}С, переохолоджені краплі замерзають і утворюється гладкий шар прозорого льоду.

Ожеледиця утворюється при випаданні звичайного (не переохолодженого) дощу на сильно охолоджену поверхню. Вона являє собою тонкий шар і існує нетривалий час. При тривалому випаданні дощу кірка, що утворилася, тане.

Рідкий наліт являє собою водний осад, що утворюється переважно на вертикальних поверхнях з навітряної сторони. Виникає він у тих випадках, коли після помірних холодів приходить тепле вологе повітря. Стикаючись з вихолодженими предметами з температурою вище 0 ^{0}С, повітря, що рухається, охолоджується, у результаті чого на предметах виділяються крапельки води, які тонким шаром покривають вертикальні частини цих предметів.

Твердий наліт являє собою напівпрозорий шар льоду, що має кристалічну будову. Умови його утворення аналогічні умовам утворення рідкого нальоту, з тією різницею, що твердий наліт утворюється на поверхнях, охолоджених нижче 0 ^{0}С.

Запитання для самоперевірки з розділу 5

1. Водяна пара в атмосфері.
2. Маса води в гідросфері.
3. Загальна кількість води, яка бере участь у круговороті.

4. Аномальні властивості води.
5. Пружність водяної пари.
6. Дефіцит вологості.
7. Відносна вологість повітря.
8. Абсолютна вологість повітря.
9. Точка роси.
10. Питома вологість.
11. Дефіцит точки роси.
12. Добовий хід вологості повітря.
13. Річний хід вологості повітря.
14. Зміна вологості з висотою.
15. Загальні умови фазових переходів води в атмосфері.
16. Пружність насичення.
17. Рівноважна відносна вологість.
18. Швидкість випару.
19. Транспірація.
20. Евапотранспірація.
21. Випаровуваність.
22. Хмари.
23. Купчастоподібні.
24. Хвилеподібні.
25. Шаруватоподібні.
26. Інтенсивність туману: градації.
27. Тумани за фізичними умовами утворення.
28. Тумани охолодження.
29. Тумани випару.
30. Міські тумани.
31. Морозні (грубні) тумани.
32. Тверді опади.
33. Рідкі опади.
34. Мішані опади.
35. Інтенсивність опадів.
36. Облогові опади.
37. Зливові опади.
38. Внутрішньомасові опади.
39. Фронтальні опади.
40. Хімічний склад опадів.
41. Продукти наземної конденсації.
42. Роса.
43. Іній.
44. Паморозь.
45. Ожеледь і ожеледиця.
46. Умови утворення опадів.
47. Вплив різних видів опадів на екологічний стан території.

РОЗДІЛ 6

ЦИРКУЛЯЦІЯ В АТМОСФЕРІ

6.1. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

Загальною циркуляцією атмосфери називають систему великомасштабних повітряних течій над земною кулею, тобто таких течій, що за своїми розмірами в порівнянні з великими частинами материків і океанів.

Розподіл течій загальної циркуляції в окремий момент можна побачити на щоденних синоптичних картах (рис. 6.1).

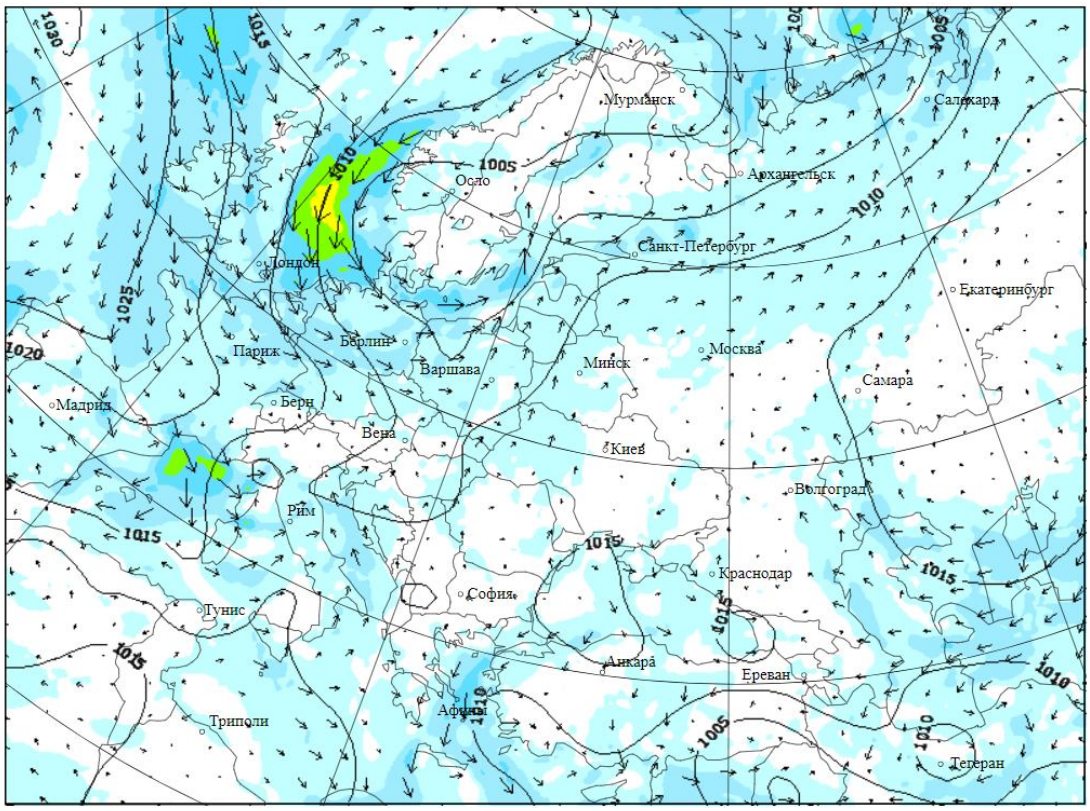


Рисунок 6.1. *Синоптична карта Європи (приклад)*

До основних великомасштабних атмосферних рухів, що входять у загальну циркуляцію, належать:

- повітряні течії, викликані різницею між температурою різних широтних зон поблизу поверхні землі і на висотах;
- струменеві течії;
- повітряні течії в циклонах і антициклонах, що забезпечують міжширотний обмін повітря;
- пасати;
- мусони.

У більшій частині атмосфери течії загальної циркуляції майже геострофічні, тобто спрямовані майже по ізобарах. Тільки в шарі тертя повітряні течії значно відхиляються від ізобар. Крім того, на екваторі і поблизу нього, як у земної поверхні, так і на висотах, відхиляюча сила дорівнює нулю чи дуже мала, напрямок рухів повітря майже збігається з напрямком горизонтального градієнта тиску.

Від загальної циркуляції атмосфери відрізняються місцеві циркуляції, такі, як бризи на узбережжях морів, гірсько-долинні вітри, льодовикові вітри тощо. Ці місцеві циркуляції часом і у визначених районах накладаються на течії загальної циркуляції.

На щоденних синоптичних картах погоди видно, як у даний момент розподіляються течії загальної циркуляції над великими площами Землі або над усією земною кулею і як безупинно змінюється цей розподіл. Різноманітність проявів загальної циркуляції атмосфери особливо залежить від того, що в атмосфері постійно виникають величезні хвилі і вихри, що по-різному розвиваються і по-різному переміщуються. Це утворення атмосферних збурень – циклонів і антициклонів – є найбільш характерною рисою загальної циркуляції атмосфери.

Однак у загальній циркуляції атмосфери, при всій різноманітості її безупинних змін, можна помітити і деякі стійкі особливості, що повторюються щорічно. Такі особливості найкраще виявляються за допомогою статистичного осереднення, при якому щоденні збурення циркуляції більш-менш зрівнюються.

Середня величина тиску над кожною півкулею знижується від зимового півріччя до літнього. Від січня до липня дана величина знижується над північною півкулею на декілька мб; у південній півкулі відбувається зворотна зміна. Але атмосферний тиск дорівнює вазі стовпа повітря і, отже, він пропорційний масі повітря. Це значить, що з тієї півкулі, у якій тепер літо, якась маса повітря відтікає в ту півкулю, у якій в цей час зима. Отже, відбувається сезонний обмін повітря між півкулями. За рік з північної півкулі в південну і назад переноситься 1013 т повітря.

Переходимо тепер до більш детального розгляду умов загальної циркуляції за зонами.

Основним чинником, який спричиняє загальну циркуляцію атмосфери, є нерівномірне нагрівання земної поверхні на різних широтах, зумовлене, в свою чергу, сферичністю Землі (про що вже йшлося). Замкнутість рухів спричинена сферичністю географічного простору та дією сили Коріоліса.

6.1.1. Циркуляція на нерухомій однорідній Землі

Розгляд загальної системи циркуляції доцільно розпочати з найпростішої моделі – циркуляції на нерухомій однорідній сфері. Очевидно, що в такому наближенні ця схема принципово не відрізняється від описаної вище елементарної комірки циркуляції. Градієнт температури біля земної поверхні спрямований від полюсів до екватора, а градієнт тиску – в протилежних напрямках. На висоті (у верхніх шарах тропосфери) градієнт тиску має протилежний напрямок, отже, залишаються ті самі характерні риси, які було розглянуто вище. Відмінність в тому, що маємо вигнуту комірку відповідно до сферичної форми Землі. Звернімо увагу на те, що ізобари, які утворювали форму віяла, тепер дещо вигнуті відповідно до сферичності планети, але принципово нічого не змінилося.

Отже, встановлюється термічна циркуляція, згідно з якою повітря здіймається в жаркому поясі й опускається в холодному. Вздовж земної поверхні віє постійний вітер – північний у Північній та південний у Південній півкулях (загальнопланетарний пасат), а на висоті – вітер протилежного напрямку – антипасат.

6.1.2. Циркуляція на рухомій однорідній Землі

Обертання Землі ускладнює модель, що була розглянута вище, через дію сили Коріоліса. Рух повітря що виникає, змінює свій напрямок під впливом сили Коріоліса, зумовленої обертанням Землі, таким чином, що поступово значення відхилення від напрямку баричного градієнта стає близьким до 90°. Принаймні у верхньому шарі тропосфери встановлюється геострофічний перенос повітря із заходу на схід.

З цієї причини антипасат, що дме від екватора в напрямку полюса, врешті-решт набуває руху вздовж паралелі. Водночас сила баричного градієнта, що спрямована вздовж меридіана, врівноважується коріолісовою силою, яка спрямована перпендикулярно до напрямку руху – тобто також уздовж меридіана, але в протилежний бік. Це трапляється на широті 30-35° в обох півкулях.

Над цими широтами встановлюється динамічний максимум тиску. Як вже знаємо, у максимумі тиску повітря рухається низхідно. Отже, тут у субтропічних широтах відбувається повільне осідання повітря. Воно адіабатично нагрівається, тому віддаляється від точки конденсації та стає під час цього відносно сухим і жарким. Тут має місце процес подібний до фену: повітря, опускаючись донизу, набуває температури вищої, ніж на початку шляху – в екваторіальному поясі, через різницю волого- та сухоадіабатичних градієнтів. Саме тому на цих широтах найпоширенішими є пустельні ландшафти.

Від зони динамічного максимуму вздовж земної поверхні прямують постійні рухи повітря. Один з них нам добре відомий – пасат. Ним замикається комірка циркуляції між екватором та 30-35° широти. Вона має назву комірки Гадлея, за ім'ям англійського вченого (рис. 6.2).

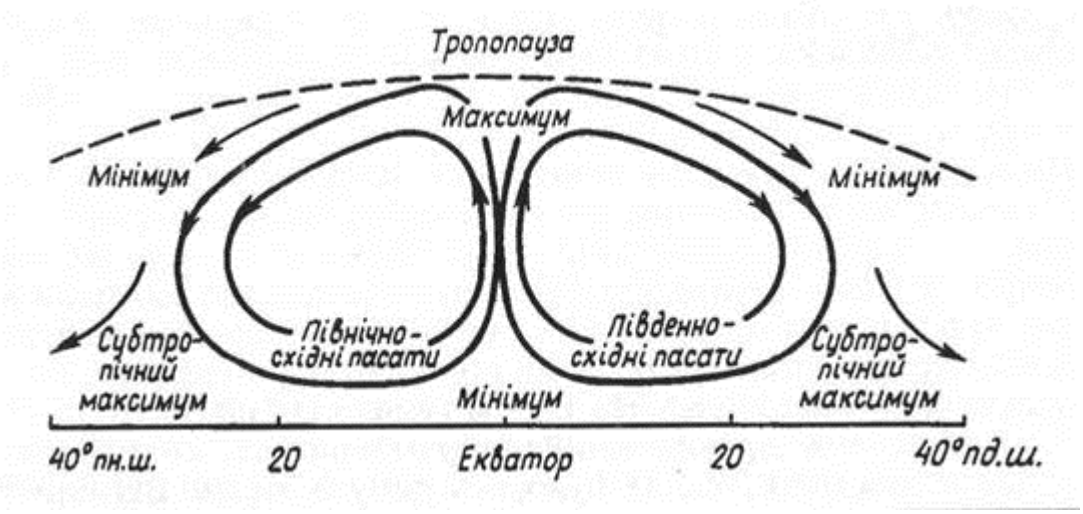


Рисунок 6.2. *Комірка Гадлея в системі загальної циркуляції атмосфери*

Перша часткова модель кругообігу тепла була запропонована Галлеєм у 1686 р. (як при циркуляції на нерухомій однорідній Землі). У 1735 р. фізик Гадлей вдосконалив цю модель, включивши до неї вплив на повітряні потоки з боку відцентрової сили обертання Землі. Цей елемент системи циркуляції атмосфери отримав назву комірки Гадлея. У 1856 р. теорія циркуляції атмосфери була вдосконалена Феррелом, який зробив її трикомірковою, давши значно повнішу картину вітрів. Подальшого розвитку система отримала у 1941 р. завдяки працям Россбі. Хоча трикоміркова модель й складає основу нашого сьогоднішнього уявлення про атмосферу, вона не враховує впливу на колообіг теплової енергії таких чинників, як зони депресій / антициклонів та висотних ***струменевих течій***. Більш сучасний погляд на проблему, виражений у розроблених моделях теорії хвиль, описує поведінку висотних західних вітрів (хвилі Россбі), а також струменевих течій.

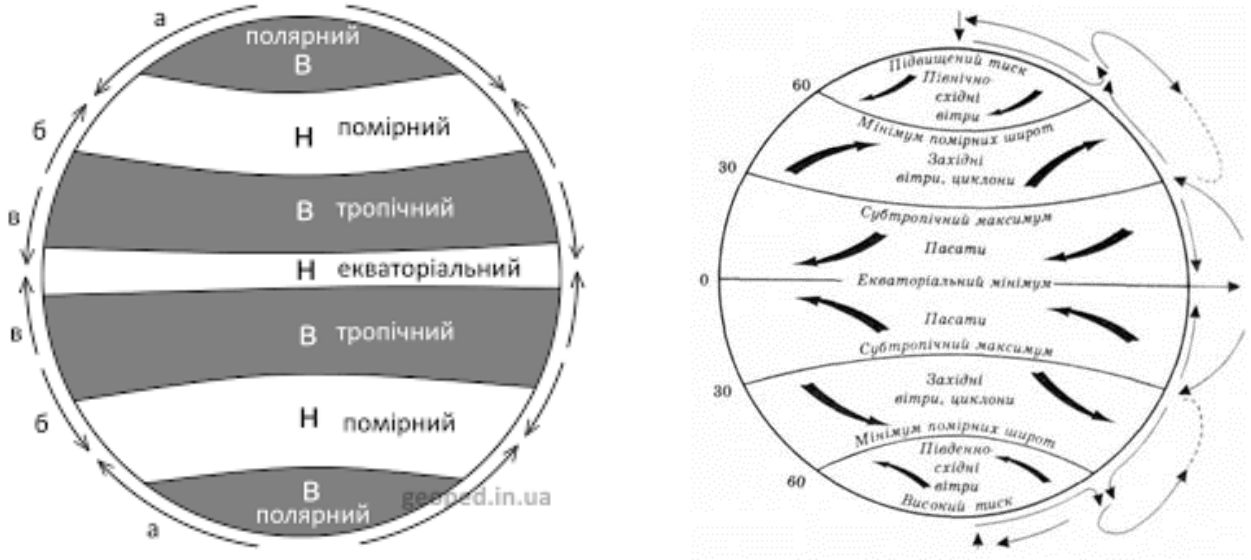
Струменеві течії – це сильний, вузький потік повітря з майже горизонтальною віссю, що має місце у верхній тропосфері чи у стратосфері та характеризується великими вертикальними і горизонтальними градієнтами швидкості.

Струменеві течії утворюються над фронтальною зоною, де горизонтальний градієнт температури особливо великий, так само як і градієнт тиску. Напрямок струменевих течій – західний (крім екваторіальних струменевих течій, що мають східний напрямок). Максимальна швидкість вітру відзначається на осі течії і складає в середньому 45-55 м/с. Вертикальна довжина течії 8-12 км. У довжину струменеві течії простягаються на кілька тисяч кілометрів.

На рис. 6.2 показано комірку Гадлея в сучасному уявленні про неї. За структурою вона мало чим відрізняється від елементарної комірки циркуляції. Втім, вона має виразну генетичну відмінність: на екваторі й субтропічних широтах немає такої різниці температур (принаймні на користь екваторіальних широт), що зумовила б виникнення такої структури. Це трапляється динамічно – за рахунок сили Коріоліса.

До того ж, залежно від швидкості обертання Землі розмір комірки Гадлея змінюється, зростаючи в міру вповільнення осьового обертання планети через зменшення сили Коріоліса. Зрозуміло, що цей фактор проявляється лише протягом тривалих відрізків часу. Отже, розташування субтропічних максимумів змінюється протягом геологічної історії.

На рис. 6.3 показана узагальнена схема циркуляції в атмосфері Землі та зв'язок її з поясами атмосферного тиску.



а б

Рисунок 6.3. *Пояси атмосферного тиску і циркуляція в атмосфері*

1 – теплий атмосферний фронт;
2 – холодний атмосферний фронт;
3 – антициклон,
4 – циклон;
5, 6 – напрямки переносу теплого й холодного повітря відповідно.

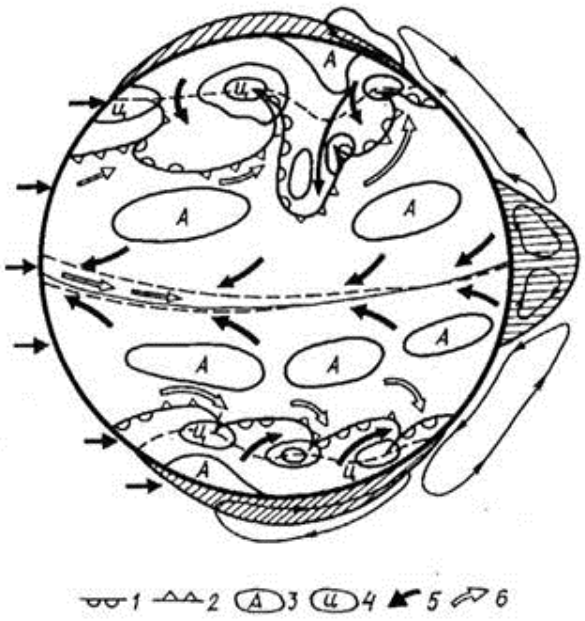


Рисунок 6.4. *Модель загальної циркуляції атмосфери*

У районі екватора тиск нижчий, оскільки температура достатньо висока, і повітря утримує велику кількість водяної пари. Тут виникає нестійкість повітряного стовпа. Система пасатів, які рухаються від зон високого тиску на широті 20-40° і під дією сили Коріоліса набувають східної складової руху.

У помірних широтах переважає західний перенос, що має вигляд вихрових потоків – циклонів і антициклонів. Середній тиск у помірних широтах нижчий, ніж у тропічних. У полярних широтах тиск підвищується порівняно з помірним.

Отже, в районах переважно високого тиску формується низхідні рухи повітря – антициклони, а там, де тиск біля земної поверхні нижчий – висхідні рухи.

На рис. 6.4 показана одна з моделей загальної циркуляції атмосфери за Г. Фолтоном.

У загальному вигляді циркуляція атмосфери складається з вертикальних і горизонтальних рухів повітря, що закручується під дією сили Коріоліса, утворюючі замкнуті системи. Горизонтальні рухи поділяють на зональні (вздовж паралелей) та меридіональні, причому перші на порядок переважають другі. Проте меридіональні рухи важливі тому, що вони здійснюють міжзональний обмін повітря, а разом з тим і вирівнюють термічні контрасти між низькими і високими широтами. Разом із зональним перенесенням в океані, міжширотний обмін повітря згладжує термічні неоднорідності, спричинені солярним фактором.

6.2. ГОРИЗОНТАЛЬНА НЕОДНОРІДНІСТЬ АТМОСФЕРИ

Атмосфера за своїми фізичними властивостями неоднорідна не лише у вертикальному, але й у горизонтальному напрямку. Зміни метеорологічних елементів по горизонталі відбуваються нерівномірно.

6.2.1. Повітряні маси

Великі обсяги повітря в тропосфері, що мають відносно однорідні властивості і пересуваються в одному напрямку, називаються *повітряними масами.*

Властивості повітряної маси визначаються місцем її формування, тобто характером підстилаючої поверхні, над якою вона тривалий час знаходилась. Наприклад, повітряній масі, сформованій над крижаним покривом Арктики, притаманні низькі температура і пружність водяної пари, велика прозорість. А повітряній масі, сформованій над тропічними широтами, – висока температура, вологість і низька прозорість.

Прийнято розрізняти наступні ***повітряні маси*** (географічна класифікація):

- арктичне повітря, що формується за Полярним колом, в Антарктичному басейні і над пов'язаними з ним частинами материків;
- помірне повітря, що формується в помірних широтах;
- тропічне повітря, що формується в тропічних і субтропічних областях, а влітку, іноді, у південних районах помірних широт;
- екваторіальне повітря, що формується в екваторіальній зоні й іноді перехідній з однієї півкулі в іншу.

Розрізняють морські і континентальні повітряні маси, у залежності від поверхні, над якій вони сформувалися.

Повітряні маси в тропосфері знаходяться в безупинному русі, тобто переміщаються з місця свого формування в інші області. При переміщенні повітряної маси з однієї підстеляючої поверхні на іншу, наприклад, із суші на море, відбувається зміна її характеристик, яка називається *трансформацією*. При трансформації іноді може змінитися навіть географічний тип повітряної маси.

Поряд з географічною є класифікація повітряних мас, за якою маси поділяють на холодні і теплі.

Холодною повітряною масою називається така повітряна маса, прихід якої викликає похолодання в даному районі. Холодна маса звичайно рухається на більш теплу підстеляючу поверхню.

Теплою повітряною масою називається повітряна маса, прихід якої в даний район викликає потепління. Тепла повітряна маса рухається на більш холодну підстеляючу поверхню.

Повітряні маси постійно взаємодіють між собою. У межах однієї повітряної маси метеорологічні елементи змінюються незначно. При переході ж з однієї повітряної маси в іншу відбувається стрибкоподібна зміна метеорологічних елементів.

Перехідні зони між сусідніми повітряними масами, у яких метеорологічні елементи швидко змінюються в горизонтальному напрямку, називають ***фронтальними зонами (поверхнями),*** чи ***фронтами***. На рис. 6.5 наведено схему утворення атмосферного фронту. Фронтальна зона завжди нахилена убік холодного повітря, але кут її нахилу складає лише кілька кутових хвилин. Фронти поділяють на холодні і теплі.

Рисунок 6.5. *Схема утворення атмосферного фронту*

Якщо холодне повітря насувається клином під відступаюче тепле повітря, витісняючи його нагору, то фронт називається ***холодним***.

Якщо тепле повітря поступово натікає на відступаюче холодне повітря, то фронт називається ***теплим.***

Відповідно до географічної класифікації повітряних мас прийнято розрізняти три головні фронти:

- ***арктичний*** – між арктичним і помірним повітрям;
- ***фронт помірних широт*** – між помірним і тропічним повітрям;
- ***тропічний*** – між тропічним і екваторіальним повітрям.

Переміщення, трансформація і взаємодія повітряних мас і фронтальних поверхонь є найважливішими предметами вивчення синоптичної метеорології, тому що саме вони обумовлюють зміни погоди. При про-

ходженні фронтів часто спостерігаються інтенсивне утворення хмар, випадання опадів, посилення вітру, тумани, грози, шквали й інші метеорологічні явища.

На підставі взаємодії повітряних мас з підстилаючою поверхнею в атмосфері виділяють два шари:

- граничний шар атмосфери, чи шар тертя;
- вільну атмосферу.

У граничному шарі, що простирається від поверхні Землі в середньому до висоти 1-1,5 км, на характер руху великий вплив має земна поверхня і сила турбулентного тертя. У цьому шарі яскраво виявляються добові зміни температури, тиску, вологості повітря, напрямку і швидкості вітру й інших метеорологічних елементів.

У вільній атмосфері силами турбулентного перемішування можна зневажити. Тут на характер руху повітря земна поверхня практично не впливає і добовий хід метеорологічних елементів більш гладкий.

6.2.2. Циклони і антициклони

Циклон або антициклон – це визначена вихрова форма циркуляції атмосфери.

Циклон – це замкнута ізобарична область з низьким тиском у центрі і збільшенням тиску від центра до периферії циклона.

Антициклон – це замкнута ізобарична область з підвищеним тиском у центрі і зниженням тиску від центра до периферії антициклона.

За широтною зоною виникнення циклони поділяють на позатропічні й тропічні, а антициклони – на позатропічні й субтропічні.

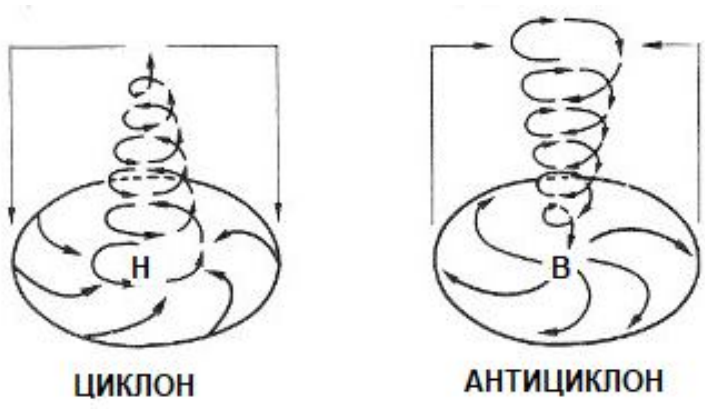


Рисунок 6.6. *Схеми циклона і антициклона (північна півкуля)*

Циклони й антициклони отримують назву за назвою району виникнення чи входження на територію регіону. Наприклад, сибірський антициклон, середземноморський циклон тощо.

Діаметр циклону складає близько 1000 км. Глибина позатропічних циклонів (тобто тиск у центрі) коливається від 950 до 1050 мб. Вітер біля поверхні Землі в північній півкулі відхиляється вихор проти годинникової стрілки, тому що вітер спрямований вбік низького тиску. Температура в молодих циклонах розподілена нерівномірно. В міру розвитку циклону температура вирівнюється. У центральній частині циклону спостерігається хмарність і опади. Тому звичайно в циклонах погода погана. У центральній частині циклону відбувається переміщення повітряних мас із заходу на схід. Швидкість переміщення складає 30-50 км/год. У північній півкулі рух повітря здійснюється проти годинникової стрілки, в південній півкулі – за годинниковою стрілкою.

Діаметр антициклону близько 2000 км. Тиск у центрі антициклону складає 1020-1030 мб, іноді може досягати 1070 мб. В антициклоні вітер у північній півкулі обертає вихор за годинниковою стрілкою. У центральній частині антициклону звичайно малохмарна погода. У північній півкулі рух повітря здійснюється за годинниковою стрілкою, в південній півкулі – проти годинникової стрілки.

Циклони та антициклони поділяють на *стаціонарні* (які переміщуються зі швидкістю менше 5 км/год), *малорухомі* (швидкість руху 5-10 км/год) та *рухомі* (швидкість руху понад 10 км/год).

Виникнення, розвиток та рух циклонів і антициклонів називають ***циклонічною діяльністю.*** Вона є важливою ланкою загальної циркуляції атмосфери. Відомо, що в тропічній зоні Землі нагромаджується величезна кількість теплової енергії, а в полярних областях витрата тепла перевищує його надходження від Сонця. З цієї причини внаслідок нерівномірного надходження сонячної радіації на земну поверхню та її поглинання, над окремим районами утворюються великі градієнти температури повітря. Це викликає утворення фронтів.

Циклони та антициклони можуть бути ***фронтальними*** (утворюються на фронтах) та ***нефронтальними***. До нефронтальних циклонів належать тропічні та термічні, які виникають влітку над сушею при сильному нагріві повітря від підстеляючої поверхні. Нефронтальні антициклони частіше утворюються взимку над сильно охолодженими континентами.

Позатропічні циклони в більшості випадків є фронтальними. Позатропічні фронтальні антициклони звичайно формуються в холодному повітрі та переміщуються за холодним фронтом в тилу циклонів.

В еволюції позатропічних фронтальних циклонів умовно виділяють ***чотири стадії:***

- стадія виникнення. Початковою умовою виникнення циклону є рух повітряних мас по обидва боки фронту в протилежному напрямку або в одному напрямку, але з різними за величиною швидкостями. При такому русі повітряних мас на якійсь ділянці спочатку прямолінійного фронту відбувається скривлення лінії фронту у вигляді хвилі. Повітряний потік у місці виникнення хвилі утворює завихрення: частка холодного повітря починає уклинюватися під тепле повітря, а частка теплого повітря натікає по похилій поверхні на холодне повітря. При такому русі повітряних мас на стаціонарному фронті виникає дві рухливі ділянки: холодний та теплий фронти, які постійно подовжуються. Поява вихрового руху повітря супроводжується зниженням тиску в невеликій області, що обмежена на синоптичній карті однією замкненою ізобарою, кратною 5 гПа;
- стадія молодого циклону. Характеризується утворенням добре вираженого теплого сектора циклону, який розташований між холодним та теплим фронтом і системою декількох замкнених ізобар. Оскільки швидкість холодного фронту більша швидкості теплого фронту, то через деякий час проходить звуження теплого сектора, що супроводжується подальшим зниженням тиску в центрі циклону;
- стадія максимального розвитку циклону. Спадання тиску в його центральній частині припиняється, теплий сектор звужується, у тиловій частині з'являються вторинні холодні фронти. На цій стадії розвитку хмарна система циклону набуває чітко вираженої спіралеподібної форми, при цьому відбувається змикання хмарних спіралей теплого і холодного фронтів (оклюдування). Подальше оклюдування циклону призводить до витіснення теплого повітря вгору та зникнення окремого існування теплого і холодного фронтів. Поблизу поверхні землі він заповнюється холодним повітрям, яке в процесі подальшої еволюції циклону поширюється вгору. Маса повітря збільшується, тому зростає тиск у центрі циклону;
- стадія заповнення. На цій стадії розвитку циклону фронти оклюзії розмиваються, оскільки циклон складається з майже однорідного повітря, хмарні системи деградують, горизонтальні градієнти температури та тиску значно зменшуються, різко падає швидкість вітру й, нарешті, циклон зникає як самостійна барична система поблизу землі, хоча на висоті він може простежуватися ще протягом деякого часу.

Існування циклону від початку оклюдування до його повного зникнення на синоптичній карті сягає 3-4 доби.

6.3. РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ

6.3.1. Вітер. Структура вітру

Викиди забруднюючих речовин від джерел викидів підприємств та транспорту розсіюються в атмосферному повітря завдяки вітру. Таким чином, вітер – це одна зі складових механізму самоочищення атмосфери.

Вітер, тобто рух повітря відносно земної поверхні, виникає внаслідок неоднакового атмосферного тиску в різних точках атмосфери. Оскільки тиск змінюється по вертикалі і по горизонталі, то повітря звичайно рухається під деяким кутом до земної поверхні. Але цей кут дуже малий. Тому вітром здебільшого вважають горизонтальний рух повітря, тобто, власне кажучи, розглядають лише горизонтальну складову цього руху. Це пояснюється тим, що вертикальна складова вітру зазвичай значно менше горизонтальної і стає помітною тільки при сильній конвекції або при наявності орографічних перешкод, коли повітря змушене підніматися чи стікати по схилах височин.

Загальний рух повітряного потоку характеризують швидкість і напрямок вітру. У повітрі, що рухається, унаслідок тертя о земну поверхню, а також нерівномірного її нагрівання завжди має місце турбулентність. Тому, у кожній точці простору відбуваються швидкі зміни як швидкості, так і напрямку вітру. Такий характер руху повітря називають *поривчастістю повітря*. Звичайно під швидкістю вітру мають на увазі згладжену швидкість, тобто середню швидкість за той чи інший невеликий проміжок часу, протягом якого проводиться його вимір. Дійсна ж швидкість окремих об’ємів повітря, що швидко змінюється в часі, називається миттєвою.

Поривчастість збільшується над ділянками з великою шорсткістю: над пересіченою місцевістю, над окремими пагорбами, лісом, що пояснюється посиленням турбулентності над такими ділянками. Відносно більш рівні потоки повітря, без поривів, відзначаються в інверсіях. У той же час під шаром інверсії часто спостерігається посилення поривчастості.

6.3.2. Вплив перешкод на вітер

Усяка перешкода, що стоїть на шляху вітру, змінює поле вітру. Перешкоди можуть бути великомасштабними, як гірські хребти, і дрібномасштабними, як будинки, дерева, лісосмуги. Повітряні маси або обгинають перешкоду з боків, або перевалюють через неї зверху. Частіше відбувається горизонтальне обтікання. Перетікання відбувається тим легше, чим нестійкіша стратифікація повітря, тобто чим більше вертикальний градієнт температури в атмосфері. Перетікання повітря через

перешкоди приводить до дуже важливих наслідків, таких як збільшення хмар і опадів на навітряному схилі гори при висхідному русі повітря і, навпаки, розсіювання хмарності на підвітряному схилі при спадному русі.

Обтікаючи перешкоду, вітер перед нею слабшає, але з бічних сторін підсилюється, особливо у виступів перешкод (кути будинків, миси берегової лінії). За перешкодою швидкість вітру зменшується, там створюється вітрова тінь. Дуже істотно посилюється вітер при русі між двома гірськими хребтами. При просуванні повітряного потоку його поперечний переріз зменшується. Оскільки крізь менший перетин повинно пройти стільки ж повітря, то швидкість вітру зростає. Цим пояснюються сильні вітри в деяких районах. Наприклад, посилення вітру між високими островами і навіть на міських вулицях.

Вплив полезахисних лісосмуг на мікрокліматичні умови полів пов’язаний в першу чергу з ослабленням вітру в приземних шарах повітря, що створюють лісосмуги. Повітря перетікає поверх лісосмуги, і, крім того, швидкість його слабшає при його просочуванні крізь просвіти в лісосмузі. Тому безпосередньо за лісосмугою швидкість вітру зменшується. З віддаленням від лісосмуги швидкість вітру збільшується. Однак початкова швидкість вітру відновлюється тільки на відстані, рівній 40–50-кратній висоті дерев лісосмуги, якщо вона не суцільна. Вплив суцільної лісосмуги поширюється на відстань, яка дорівнює 20-30-кратній висоті дерев.

6.3.3. Градієнтна сила

Усякий рух виникає під дією якої-небудь іншої сили. Сила, що приводить у рух повітря, виникає при наявності різниці тиску в двох точках простору. Різниця тиску по горизонталі характеризується горизонтальним градієнтом тиску. Тому ця сила називається рушійною силою горизонтального градієнта тиску, коротше, градієнтною силою (рис. 6.7).

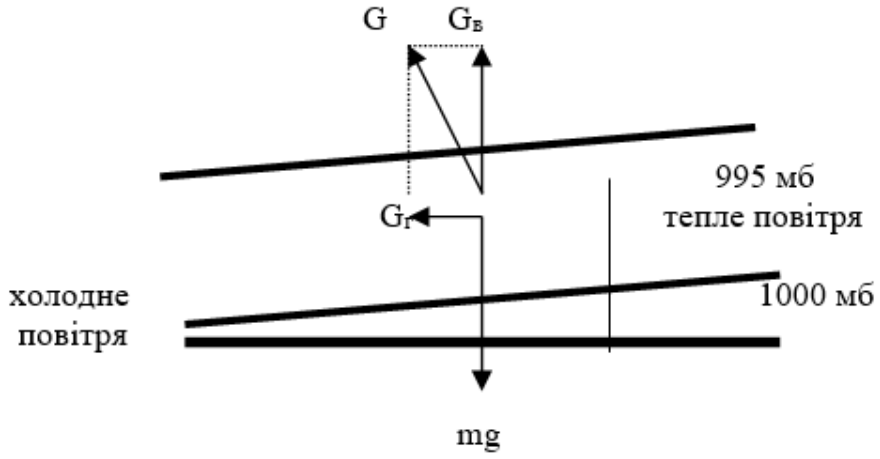


Рисунок 6.7. *Градієнтна сила*

Виділимо в просторі між двома ізобаричними поверхнями з тиском Р та Р+1 одиничний об'єм повітря (1 см^3). Умовою рівноваги цього об'єму є рівність протилежно напрямлених сил.

Ізобаричні поверхні нахилені під невеликим кутом до земної поверхні. Це відбувається внаслідок того, що в холодному повітрі тиск зменшується з висотою швидше, ніж у теплому. Положення ізобаричних поверхонь залежить не тільки від тиску, але і від температури.

На виділений об'єм діють сила ваги і сили тиску. Рівнодійною сил тиску є сила повного градієнта тиску G, напрямлена перпендикулярно ізобаричним поверхням від високого тиску до низького і прикладена до центра ваги об'єму.

Розкладемо силу повного градієнта на горизонтальну і вертикальну складові. Вертикальна складова при відсутності вертикальних рухів врівноважується силою ваги, а горизонтальна складова в момент початку руху нічим не врівноважується і тому виявляється рушійною силою.

Під дією цієї сили повітря починає переміщуватися убік низького тиску.

Розділивши рушійну силу на масу виділеного об'єму (1 см^3), тобто на його густину, знайдемо силу, що діє на одиницю маси:

$$F_G = -\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\Delta P}{\Delta n} = \frac{G_{\text{ã}}}{\rho}, \qquad (6.1)$$

де F_G – сила баричного градієнта, см/с^2;

ΔP – зміна тиску між двома точками (Дін/см^2); 1мб = 10^3 Дін/см^2**;**

Δn – відстань між цими точками, см.

Сила баричного градієнта приводить повітря до руху і збільшує його швидкість. Всі інші сили, що виявляються під час руху повітря, можуть лише гальмувати рух і відхиляти його від напрямку градієнта.

6.3.4. Сили, що виникають при русі повітря

Відхиляюча сила обертання Землі

Вітер – це рух повітря над Землею, а Земля сама обертається навколо своєї осі з кутовою швидкістю $\omega = 7{,}29\cdot10^{-5}$ с$^{-1}$. Ще **в 1838 році Коріоліс** довів, що при всякому русі щодо рухомої системи координат тіло отримує додаткове, так зване поворотне прискорення. Отримує його і повітря, що рухається над поверхнею Землі, тобто вітер.

Якщо повітряна маса рухається відносно рухомої системи координат, яка теж рухається, то повітряна маса не потрапить у точку, яка знаходиться на продовженні початкового напрямку, а відхилиться від неї. Якщо ж спостерігати з деякої точки рухомої системи координат за рухом повітряної маси, то здається, що вона під дією якоїсь сили відхиляється вбік.

Цю силу називають **силою Коріоліса**, або відхиляючою силою обертання Землі.

На горизонтальний рух повітря діє горизонтальна складова відхиляючої сили обертання Землі (сила Коріоліса), що дорівнює:

$$A = 2 \cdot v \cdot \omega \cdot \sin\varphi, \qquad (6.2)$$

де v – швидкість вітру;

ω – кутова швидкість обертання Землі, рівна $7{,}29 \cdot 10^{-5}$ $с^{-1}$;

φ – широта місця.

На вертикальний рух повітря діє вертикальна складова сили, що дорівнює:

$$A = 2 \cdot v_1 \cdot \omega \cdot \cos\varphi, \qquad (6.3)$$

де v_1 – вертикальна складова швидкості вітру.

Горизонтальна складова сили Коріоліса спрямована під прямим кутом до руху повітря, у північній півкулі праворуч, а в південній – ліворуч. Тому вона не прискорює і не сповільнює рух, а тільки змінює його напрямок.

Сила тертя

Сила тертя гальмує рух повітря. Вона складається із сили зовнішнього тертя, пов'язаної з гальмуючою дією земної поверхні, і з сили внутрішнього тертя, пов'язаної з молекулярною і турбулентною в'язкістю повітря.

Сила зовнішнього тертя тільки гальмує рух, але не змінює напрямок. Вона спрямована у бік, протилежний руху, і пропорційна його швидкості.

Дія внутрішнього тертя полягає в тому, що сусідні повітряні шари й об'єми повітря, що мають різну швидкість, впливають на рух один одного, між ними виникає сила в'язкості, що перешкоджає їхньому переміщенню. Основна частина внутрішнього тертя обумовлена турбулентним перемішуванням і тому часто називається турбулентним тертям. Воно в десятки тисяч разів перевищує молекулярне тертя. Усі причини, що обумовлюють посилення турбулентності, одночасно викликають і збільшення внутрішнього тертя. Тим самим вони збільшують загальну силу тертя в атмосфері, а також сприяють поширенню її впливу нагору, на вище розташовані шари атмосфери. Сила внутрішнього тертя не має визначеного, однакового напрямку стосовно руху і, зокрема, не збігається з напрямком сили зовнішнього тертя. Тому загальна сила тертя земної поверхні, що представляє векторну суму сил зовнішнього і внутрішнього тертя, напрямлена не строго протилежно руху, а відхилена уліво від напрямку протилежного руху на кут, приблизно рівний 35^0. Загальна сила тертя, розрахована на одиницю маси повітря, являє собою негативне прискорення, що гальмує рух повітря і дорівнює:

$$R = - k \cdot V, \quad (6.4)$$

де k – коефіцієнт тертя, що залежить не тільки від шорсткості поверхні, що підстилає, але і від інтенсивності турбулентності в потоці повітря, що рухається, $с^{-1}$. k змінюється від $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ до $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ $з^{-1}$.

Відцентрова сила

Відцентрова сила виникає при криволінійному русі повітря.

$$C = V^2/r, \quad (6.5)$$

де V – швидкість руху; r – радіус кривизни траєкторії руху.

Відцентрова сила направлена за радіусом кривизни траєкторії руху від центра, тобто убік опуклості траєкторії. Для атмосферних рухів відцентрова сила звичайно мала, тому що радіус кривизни з траєкторій складає сотні і тисячі метрів. Тому відцентрова сила звичайно в 10-100 разів менше відхиляє сили. Але при великих швидкостях і малих радіусах кривизни відцентрова сила в багато разів перевищує градієнтну. Такі умови створюються в невеликих вихрах з вертикальною віссю, що виникають у спекотну погоду, у смерчах і торнадо, де радіус траєкторії малий, а швидкості руху дуже великі.

6.3.5. Усталений рух при відсутності тертя. Градієнтний вітер

Усталений рух повітря при відсутності сили тертя називається градієнтним вітром.

Усталеним (стаціонарним) рухом називається рух, при якому в кожній точці простору величина і напрямок середньої швидкості не змінюються з часом.

В однорідному баричному полі градієнтна сила скрізь однакова за напрямком і за величиною. Тому рух повітря в такому полі буде рівномірним і прямолінійним. За відсутності сили тертя на повітря, що рухається, діють градієнтна сила (F_G), напрямлена перпендикулярно ізобарам, і сила, що відхиляє, (А), напрямлена перпендикулярно руху. На рис. 6.8 наведено схему сил, що діють на одиничний об’єм повітря при прямолінійному русі без урахування сили тертя.

При усталеному русі ці сили врівноважуються, тому що вони однакові за величиною, але протилежні за напрямком. Оскільки сила Коріоліса перпендикулярна руху, рух виявляється перпендикулярним градієнту тиску, тобто буде напрямлений уздовж ізобар. Отже, градієнтний вітер, що дме уздовж прямолінійних і рівнобіжних ізобар, називається геострофічним вітром.

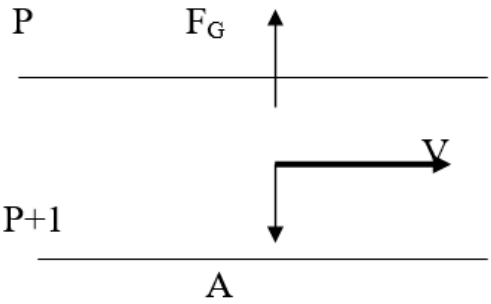


Рисунок 6.8. *Схема сил, що діють на повітря при прямолінійному русі без урахування сили тертя*

Швидкість геострофічного вітру можна визначити з рівності сил F_G і A.

$$\frac{1}{\rho}\cdot\frac{\Delta P}{\Delta n}=2v\omega\sin\varphi \qquad (6.6)$$

Швидкість геострофічного вітру визначається в такий спосіб:

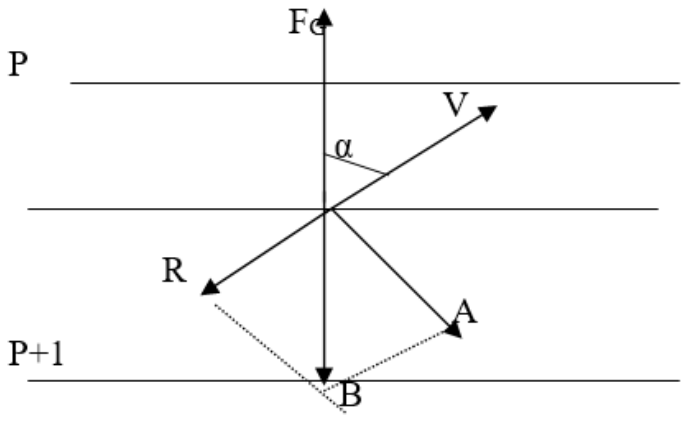
$$V=\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n}\cdot\frac{1}{2\,\omega\cdot\sin\varphi}. \qquad (6.7)$$

Біля земної поверхні вітер відрізняється від геострофічного, тому що тут повітряний потік гальмується дією тертя об земну поверхню. Але і на висотах дійсний вітер трохи відрізняється від геострофічного внаслідок наявності внутрішнього тертя.

6.3.6. Усталений рух при наявності тертя

Швидкість вітру зменшується внаслідок тертя настільки, що біля земної поверхні (на висоті флюгера) над сушею вона приблизно вдвічі менше, ніж швидкість геострофічного вітру.

На рис. 6.9 наведено схему сил, що діють на одиничний об’єм повітря при прямолінійному русі з урахуванням сили тертя.



B – рівнодіюча сили Коріоліса та сили тертя

Рисунок 6.9. *Схема сил, що діють на повітря при прямолінійному русі з урахуванням сили тертя*

Вектор швидкості в точці О відхилений від сили баричного градієнта вправо (у північній півкулі) на кут менше 90^0. Градієнтна сила перпендикулярна ізобарам і напрямлена убік низького тиску. Сила Коріоліса А перпендикулярна вектору швидкості і відхилена від нього праворуч (у північній півкулі). Сила тертя R напрямлена протилежно вектору швидкості. Умовою стаціонарності руху є рівність нулю рівнодіючих цих сил.Кут тертя між напрямком вітру і градієнтом тиску в шарі тертя тим більше, чим більше широта місця і чим менше коефіцієнт тертя.

Швидкість вітру при наявності тертя:

$$V = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n} \cdot \frac{1}{\sqrt{(2\,\omega \cdot \sin\varphi)^2 + k^2}}, \qquad (6.8)$$

де k – коефіцієнт тертя.

Кут відхилення вітру від градієнтного при прямолінійному русі:

$$\operatorname{tg}\,\alpha = \frac{2\,\omega \cdot \sin\varphi}{k}, \qquad (6.9)$$

де φ – кут відхилення вітру від градієнтного при наявності сили тертя.

Над океаном, де тертя між повітрям і підстилаючою поверхнею менше, ніж на суші, вітер ближче до геострофічного, ніж над материком.

Досвід підтверджує, що вітер біля земної поверхні завжди відхиляється від баричного градієнта на деякий кут менше прямого в північній півкулі праворуч, у південній – ліворуч. Звідси випливає таке положення: якщо встати спиною до вітру, то найбільш низький тиск виявиться ліворуч і трохи попереду, а найбільш високий тиск – праворуч і трохи позаду. Це положення було знайдено емпірично і зветься **законом баричного вітру**.

6.3.7. Градієнтний вітер при кругових ізобарах

У випадку криволінійних ізобар напрямок градієнта тиску, а отже, і градієнтної сили змінюється від однієї точки до іншої. Тому рух повітря теж буде криволінійним. За відсутності сили тертя, на повітря, що рухається, діють градієнтна, відцентрова сили та сила Коріоліса.

Градієнтний вітер, що дмє уздовж кругових ізобар, називається ***геоциклострофічним вітром***.

В антициклоні Градієнтна сила (F_G) спрямована перпендикулярно ізобарам убік зменшення тиску, тобто від центра даної баричної системи до її периферії. У тім же напрямку діє і відцентрова сила (С). Сила Коріоліса (А) напрямлена у протилежну сторону і врівноважує перші дві сили. Вектор швидкості (V) відхилений

вправо від градієнта (у північній півкулі) і напрямлений по дотичній до ізобари. Отже, рух відбувається уздовж ізобар за годинниковою стрілкою (у північній півкулі). Такий рух називається *антициклонічним*.

На рис. 6.10 наведено схему сил, що діють на одиничний об'єм повітря, який рухається уздовж замкнених кругових ізобар в антициклоні.

У південній півкулі вектор швидкості напрямлений вліво від градієнтної сили. Тому рух повітря відбувається проти годинникової стрілки.

За усталеного руху в антициклоні сила Коріоліса врівноважується градієнтною та відцентровою силами.

$$F_G + C = A. \tag{6.10}$$

Швидкість геоциклострофічного вітру в антициклоні визначається за рівнянням:

$$V_a = \omega \cdot r \cdot \sin\varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2\phi + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n}} \tag{6.11}$$

де r – радіус кривизни траєкторії руху повітря, см.

Схема сил, що діють на повітря в циклоні, наведена на рис. 6.11.

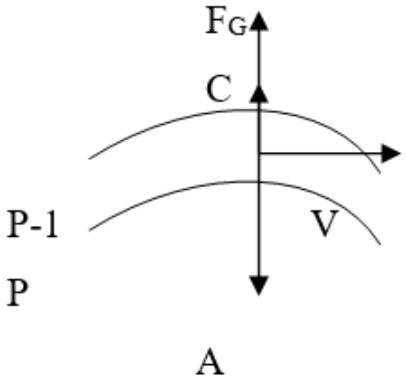


Рисунок 6.10 *Схема сил, що діють на повітря в антициклоні (північна півкуля)*

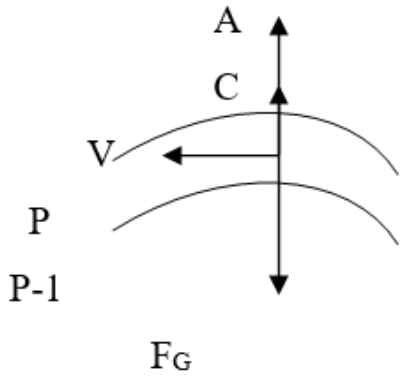


Рисунок 6.11. *Схема сил, що діють на повітря в циклоні(північна півкуля)*

В циклоні градієнтна сила спрямована від периферії до центра баричної системи і врівноважується відцентровою і силою Коріоліса, що збігаються за напрямком. Вектор швидкості направлений також праворуч від градієнта, і рух відбувається вздовж ізобарів проти годинникової стрілки. Такий рух називається *циклонічним*.

За усталеного рухув циклоні градієнтна сила врівноважується відцентровою силою та силою Коріоліса.

$$F_G = C + A. \tag{6.12}$$

Швидкість геоциклострофічного вітру в циклоні:

$$V_a = -\omega \cdot r \cdot \sin\varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \phi - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n}} \,. \qquad (6.13)$$

Кут відхилення вітру від градієнтного при криволінійному русі:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \cdot \sin\varphi \pm \frac{V}{r}}{k}, \qquad (6.14)$$

де «+» відноситься до циклона, а «-» – до антициклона.

6.3.8. Турбулентне перемішування в атмосфері

Атмосферне повітря являє собою дуже рухливе середовище, у якому завжди відбуваються рухи, різні за масштабами і напрямками, з різними швидкостями. Турбулентний характер атмосферних рухів повітря визначається наявністю нерівностей на земній поверхні, нерівномірністю нагрівання різних ділянок поверхні, а також гідродинамічними властивостями атмосферних течій. Чим більше нерівномірність земної поверхні, тим вище турбулентність. Чим інтенсивніше відбувається нагрівання повітря, тим вище турбулентність. Наслідком турбулентного руху є вертикальний і горизонтальний обмін повітря. Це приводить до переносу в атмосфері тепла, вологи, пилу й інших домішок. Турбулентне перемішування веде до вирівнювання вмісту домішок в атмосферному повітрі.

Вертикальний турбулентний обмін описується наступним рівнянням:

$$S = - A (dc/dz), \qquad (6.15)$$

де S – кількість субстанції, що переноситься за одиницю часу через одиницю площі;

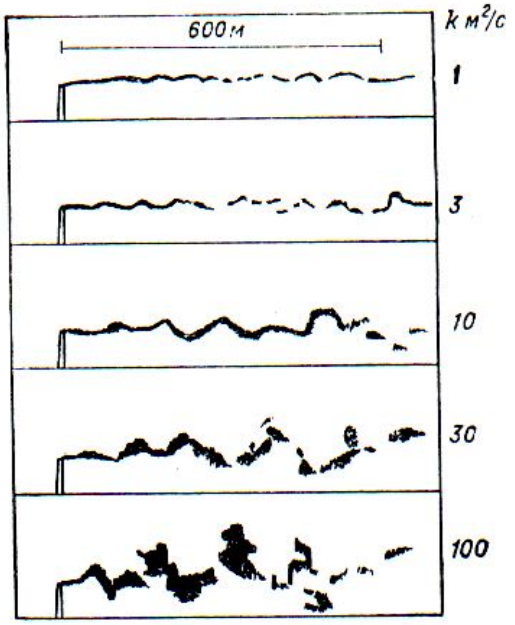
dc/dz – вертикальний градієнт субстанції, тобто її зміна на одиницю відстані по вертикалі;

A – коефіцієнт турбулентного обміну, що залежить від атмосферних умов і характеру земної поверхні.

При визначенні турбулентних потоків у приземному шарі атмосфери використовують коефіцієнт турбулентності k, який визначається за формулою:

$$k = A/\rho, \qquad (6.16)$$

де ρ – густина повітря, кг/м^3.



k – коефіцієнт турбулентності

***Рисунок 6.12**. Струмінь диму при різних ступенях турбулентності*

Ступінь турбулентності може бути різним. Про це можливо судити при спостереженнях за розподілом диму, який виходить з труб підприємств. Вигляд струменів диму, які виходять з труб при різному ступені турбулентності атмосфери, наведено на рис. 6.12.

У граничному шарі атмосфери (ГША), який поширюється від поверхні землі в середньому на 1-1,5 км, на характер руху повітря великий вплив справляє земна поверхня та сили турбулентного тертя.

Розподіл вітру з висотою в граничному шарі атмосфери визначається за формулами:

$$u = V_g \cdot \left(1 - e^{-az} \cdot \cos(az)\right), \tag{6.17}$$

$$v = V_g \cdot e^{-az} \cdot \sin(az), \tag{6.18}$$

де u –складова швидкості наземного геострофічного вітру;

v – складова, перпендикулярна наземному геострофічному вітру (в північній півкулі спрямована праворуч);

V_g – швидкість геострофічного вітру біля Землі;

$$a = \sqrt{\frac{\omega \cdot \sin\varphi}{k}}, \tag{6.19}$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі;

φ – широта місцевості.

Крива залежності V = f(u) називається спіраллю Екмана.

Верхня межа граничного шару (H) визначається за формулою:

$$H = \pi \cdot \sqrt{\frac{k}{\omega \cdot \sin\varphi}}. \tag{6.20}$$

Коефіцієнти A та k в умовах атмосфери змінюються значною мірою як в часі, так і в просторі. Вони залежать від вертикального градієнта швидкості вітру, термічної стійкості атмосфери, властивостей земної поверхні (її шорсткості, термічної неоднорідності) тощо.

6.4. РІЗНОВИДИ ВІТРІВ

6.4.1. Пасати

Пасати – це стійкі східні вітри помірної швидкості (у середньому 5-8 м/с біля земної поверхні), що дують у кожній півкулі на повернутому до екватора боці субтропічної зони високого тиску.

Однак субтропічні зони навіть на середніх картах (а тим більше на картах щоденних) розпадаються на окремі антициклони. Таким чином, пасати – це вітри у звернених до екватора частинах субтропічних антициклонів.

Субтропічні антициклони витягнуті по широті. Тому на їх зверненій до екватора периферії ізобари проходять паралельно широтним колам, і отже, пасати над рівнем тертя повинні мати східний напрямок. Однак на сході кожного антициклону до східної складової вітру приєднується ще спрямована до екватора складова (згадаємо, як дують вітри в антициклоні!), а на заході – складова, спрямована від екватора.

У загальному ж меридіональні складові в пасатному переносі малі в порівнянні зі східною складовою.

У шарах, близьких до земної поверхні, де діє тертя, вітер відхиляється від ізобар на деякий кут убік низького тиску. Це значить, що на південній периферії субтропічного антициклону в північній півкулі біля земної поверхні замість східних вітрів виходять північно-східні; аналогічно на північній периферії субтропічного антициклону в південній півкулі біля земної поверхні виходять південно-східні вітри. Інакше кажучи, унаслідок тертя пасати одержують додаткові складові, спрямовані до екватора. Пасати північної півкулі часто називають тому північно-східними, а пасати південної півкулі – південно-східними (рис. 6.13).

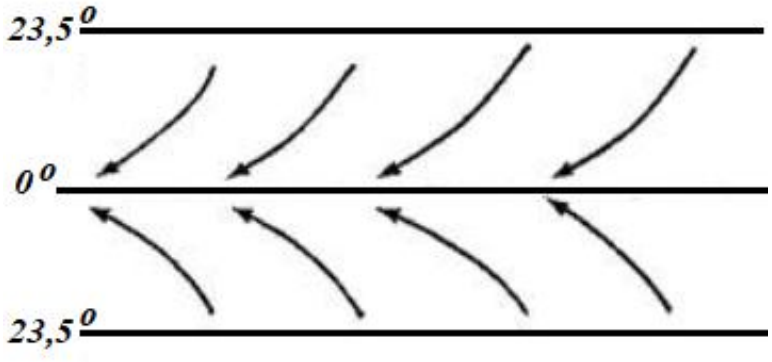


Рисунок 6.13. *Схема пасатного переносу повітря в приземному шарі атмосфери*

Однак потрібно пам’ятати, що ці напрямки пасатів характерні тільки поблизу земної поверхні, і не для всієї області пасатів, а тільки там, де ізобари субтропічного антициклону витягнуті за широтою.

Субтропічні антициклони над океанами дуже добре виражені на багаторічних середніх картах. На щоденних картах видно, однак, що це зовсім не постійно існуючі антициклони. Насправді антициклони тут виникають заново, переміщаються, зникають. Але при цьому антициклони в субтропіках абсолютно переважають над циклонами. Тому на багаторічних середніх картах і створюються субтропічні центри дії з високим тиском.

Помітимо ще, що на кліматологічних картах над кожним океаном у кожній півкулі розташовано по одному антициклону. На щоденних же картах їх більше – часто два, іноді три над кожним океаном; над південним Тихим океаном – до чотирьох.

Розподіл тиску в тропіках за невеликі проміжки часу майже не змінюється. Тому пасати мають велику стійкість напрямку. Але все-таки, оскільки субтропічні антициклони день за днем переміщаються, напрямки пасатних вітрів також, загалом, піддані деяким змінам. Припустимо, наприклад, що над океаном розташовується не один, а два субтропічні антициклони або більш. При їхньому переміщенні з заходу на схід місце спостереження переходить спочатку в тил першого антициклону, потім у передню частину другого. При цьому пасат змінює північно-східний напрямок на східний і південно-східний, потім знову на північно-східний. Крім того, усередині пасатів виникають атмосферні хвилі, що також можуть приводити до змін напрямку пасатів.

У нижньому шарі пасатів установлюються великі вертикальні градієнти температури, і розвивається оживлена конвекція зі швидкостями висхідних струмів порядку 2,5-4 м/с і з утворенням купчастих хмар.

Але конвекція не досягає великих висот. Уже на висотах порядку 1200-2000 м в області пасатів виявляється затримуючий шар у кілька сотень метрів товщиною з інверсією температури або, принаймні, зі зменшенням вертикального градієнта температури. Ця пасатна інверсія утворюється при осіданні повітря, характерному для будь якого добре розвинутого антициклону не лише в тропіках. Інверсія і затримує розвиток конвекції на порівняно низькому рівні. Хмари не одержують великого вертикального розвитку, нерідко набувають характеру шарувато-купчастих і, у будь-якому разі, не досягають рівня заледеніння, що у тропіках лежить вище 5 км. Тому з хмар зовсім не випадають опади або випадають незначні короткочасні і дрібнокрапельні дощі, обумовлені взаємним злиттям крапельок, без крижаної фази.

6.4.2. Антипасати

Вертикальна потужність пасатів збільшується до екватора. Під 20-ю паралеллю вона порядку 2-4 км. Поблизу екватора, особливо в літній півкулі, східні вітри захоплюють уже всю тропосферу і стратосферу.

Там, де пасати простягаються не на всю тропосферу, вітри над ними мають переважний західний напрямок, аналогічно тим, що панують в середній і верхній тропосфері у позатропічних широтах.

Західні вітри над пасатами звуться антипасатами. Колись вважали, що вони дують протилежно приземному напрямку пасатів, тобто в північній півкулі з південного заходу, а у південній півкулі – з північного заходу. Спостереження цього не підтвердили. Антипасати – узагалі західні вітри, такі ж як і в більш високих широтах на тих же рівнях. Меридіональні складові в них малі і можуть бути різні за напрямком. Однак переважають усе-таки складові, спрямовані від екватора до високих широт.

6.4.3. Мусони

У деяких областях Землі переноси повітря в нижній половині тропосфери звуться мусонами (рис. 6.14).

Мусони – це стійкі сезонні режими повітряних течій з різкою зміною переважного напрямку вітру від зими до літа і від літа до зими.

Рисунок 6.14. *Механізм утворення мусону*

У кожній частині області мусонів протягом кожного з двох основних сезонів існує режим вітру з різко вираженою перевагою одного напрямку над іншими. При цьому в іншому сезоні переважаючий напрямок вітру буде протилежним чи близьким до протилежного. Таким чином, у кожній мусонній області є зимовий мусон і літній мусон із взаємно протилежними чи, принаймні, з відмінними один від одного переважаючими напрямами.

Стійкість мусонів пов’язана зі стійким розподілом атмосферного тиску протягом кожного сезону, а їх сезонна зміна – з корінними змінами

в розподілі тиску від сезону до сезону. Переважні баричні градієнти різко змінюють напрямок від сезону до сезону, а разом з цим змінюється і напрямок вітру.

Отже, мусони спостерігаються в тих районах, де циклони й антициклони мають достатню стійкість і різку сезонну перевагу одних над іншими. У тих же областях Землі, де циклони й антициклони швидко змінюють один одного й одні мало переважають над іншими, режим вітру мінливий і не схожий на мусонний. Це притаманне більшій частині Європи.

6.4.4. Бризи

Бризами називають вітри вздовж берегової лінії морів і великих озер, що мають різку добову зміну напрямку.

Удень морський бриз дме в декількох нижніх сотнях метрів атмосфери (іноді в шарі більше кілометра) у напрямку на берег, а вночі береговий бриз дме з берега на море (рис. 6.15). Швидкість вітру при бризах – близько 3-5 м/с, у тропіках і більше. Бризи виражені чітко в тих випадках, коли погода ясна і загальний перенос повітря зменшується, наприклад, у внутрішніх частинах антициклонів. У протилежному випадку загальний перенос повітря у визначеному напрямку маскує бризи, як це завжди буває при проходженні циклонів.

Рисунок 6.15. *Механізм утворення бризу*

Особливо добре виражена бризова циркуляція спостерігається в субтропічних антициклонах, наприклад, на узбережжях пустель, де добові зміни температури над сушею великі, а загальні баричні градієнти малі.

Добре розвинуті бризи спостерігаються в теплий час року (із квітня до вересня) і на таких морях середніх широт, як Чорне, Азовське, Каспійське. Бризи пов’язані з добовим ходом температури поверхні суші. Вдень суша нагріта і температура її поверхні вище, ніж поверхні моря. Тому ізобаричні поверхні над сушею трохи піднімаються порівняно з морем, на якійсь висоті створюється горизонтальний баричний градієнт, спрямований убік моря, і починається відтік повітря в напрямку до моря. Оскільки рух розвивається

протягом короткого часу, то відцентрова сила обертання Землі не може зрівноважити баричний градієнт; рух залишається несталим і спрямованим не по ізобарах, а перетинаючи їх, тобто не паралельно до берегової лінії, а з великою складовою в напрямку із суші на море. Такий відтік повітря на висоті приводить до зниження тиску біля земної поверхні над сушею і до підвищення його над морем. Тому нижні ізобаричні поверхні здобувають зворотний нахил – унизу встановлюється баричний градієнт, спрямований з моря на сушу, а з ним і відповідний перенос повітря в нижньому шарі. Цей нижній перенос повітря і є денний морський бриз.

Зворотні умови будуть уночі, коли суша охолоджується і стає холоднішою, ніж море. Тоді виникає внизу перенос повітря з берега на море – нічний береговий бриз, а над ним зворотна течія. Ввечері і вранці відбувається зміна морського бризу на береговий і навпаки. Звичайно, загальний перенос повітря може істотно спотворити правильну картину бризів.

Бризи захоплюють шар у кілька сотень метрів, до 1-2 км; денний бриз спостерігається в більш потужному шарі, ніж нічний. Зворотний перенос над бризом також має потужність 1,5-2 км. У тропіках потужність бризів більше, ніж у високих широтах. Від берегової лінії бризи поширюються вглиб суші чи моря на десятки кілометрів.

Вторгнення морського бризу на сушу має загальні риси з вторгненням холодного фронту.

Денний бриз дещо знижує температуру над сушею і збільшує відносну вологість; особливо різко це виражено в тропіках. У Мадрасі (Індія) морський бриз знижує температуру повітря на узбережжі на 2-3 °С і підвищує вологість на 10-20 %. У Західній Африці ефект значно більше: морський бриз, приходячи на зміну нагрітому континентальному повітрю, може знизити температуру на 10 °С і більше і підвищити відносну вологість на 40 % і більше.

Досить сильний кліматичний ефект має морський бриз, що дме з великою регулярністю над районом Сан-Франциської затоки. Тому що морське повітря приходить на сушу з вод холодної Каліфорнійської течії, внаслідок чого середні температури літніх місяців у Сан-Франциско виявляються на 5-7 °С нижче, ніж у Лос-Анджелесі, розташованому усього на 4 ° широти південніше. Зимові температури в Сан-Франциско нижче на 2-3 °С.

Бризи спостерігаються в ряді випадків також і на узбережжях озер, таких як Севан, Іссик-Куль, Ладозьке, Онезьке, а також і на великих ріках, наприклад, у низовинах Волги. Але тут явище бризу має вже мікрокліматичний масштаб: швидкості вітру при бризі, його вертикальна потужність і горизонтальне поширення значно менше, ніж при бризах на берегах морів.

6.4.5. Гірсько-долинні вітри

У гірських системах спостерігаються вітри з добовою періодичністю, схожі з бризами. Це – **гірсько-долинні вітри**. Удень долинний вітер дме з долини нагору по гірських схилах. Уночі гірський вітер дме вниз по схилах і вниз по долині, убік рівнини (рис. 6.16). Гірсько-долинні вітри добре виражені в багатьох долинах і улоговинах Альп, Кавказу, Паміру і в інших гірських країнах, головним чином у тепле півріччя. Вертикальна потужність їх значна і вимірюється кілометрами: вітри заповнюють весь поперечний переріз долини, аж до гребенів її бічних хребтів. Як правило, вони не сильні, але іноді досягають 10 м/с і більше.

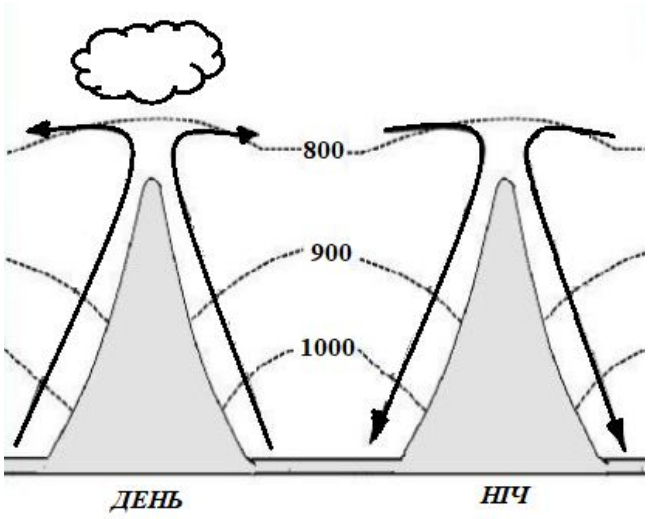


Рисунок 6.16. *Гірсько-долинні вітри*

Можна розрізняти принаймні дві незалежно діючі причини виникнення гірсько-долинних вітрів. Одну з цих причин створює денний підйом чи нічне опускання повітря по гірських схилах – вітри схилів. Інша – створюється загальним переносом повітря нагору по долині вдень і униз уночі – гірсько-долинні вітри в вузькому значенні слова.

Спочатку про вітри схилів. Удень схили гір нагріті сильніше; тому повітря в безпосередній близькості до схилу нагрівається сильніше, ніж повітря, розташоване далі від схилу, і в атмосфері встановлюється горизонтальний градієнт температури, спрямований від схилу у вільну атмосферу. Більш тепле повітря зі схилу починає підніматися за схилом вгору, як за конвекції у вільній атмосфері. Такий підйом повітря за схилами приводить до більш інтенсивного утворення на них хмар. Уночі, за охолодження схилів, умови змінюються на зворотні та повітря стікає за схилами униз.

До цих схилових вітрів приєднується перенос повітря в більш великому масштабі між долиною в цілому і прилягаючою рівниною. Удень температура повітря в долині в цілому вище, ніж на відповідних рівнях над рівниною, тому що на неї впливають прогріті схили гір. Тому тиск у долині стає до самого гребеня хребта нижче, ніж над рівниною, а на великих висотах – вище. У результаті вдень нижче рівня гребеня встановлюється потік повітря з рівнини в долину, а вище – зворотний перенос. Уночі повітря в долині холодніше, ніж над рівниною, й усередині долини встановлюється більш високий тиск. Виникають баричні градієнти, що створюють перенос повітря вниз за долиною на рівнину. Над ним установлюється зворотний перенос убік гір.

6.4.6. Льодовикові вітри

Льодовиковий вітер – вітер, що дме вниз за льодовиком в горах.

Цей вітер не має добової періодичності, тому що льодовик цілодобово охолоджує повітря. Над льодом панує інверсія температури, і холодне повітря стікає вниз. Над деякими льодовиками Кавказу швидкість льодовикового вітру близько 3-7 м/с. Вертикальна потужність потоку льодовикового вітру досягає декілька десятків, в особливих випадках, сотень метрів.

Явище льодовикових вітрів спостерігається над крижаним плато Антарктиди. Тут, над постійним крижаним покривом, на периферії материка виникають стокові вітри (найчастіше південно-східні) – перенос охолодженого повітря вздовж нахилу місцевості убік океану (рис. 6.17). Оскільки, крім баричного градієнта, на цей перенос повітря впливає сила тяжіння, то в залежності від міри наближення повітря до берегової лінії в нижніх 100-200 м можуть розвиватися дуже великі швидкості вітру, до 20 м/с і більше, з різко вираженою поривчастістю.

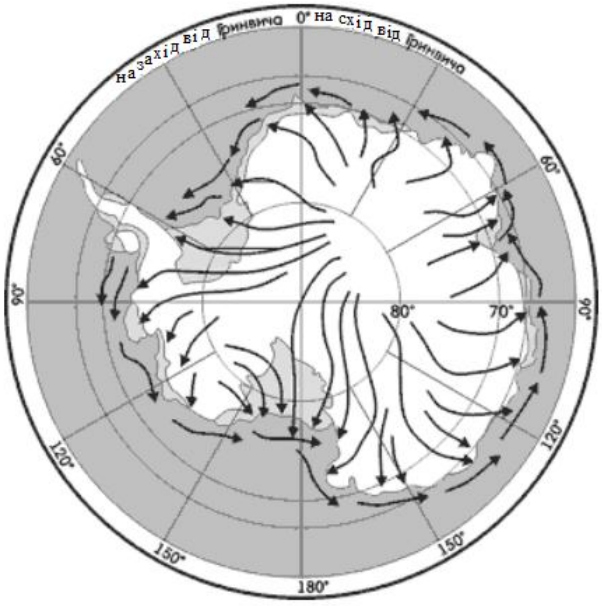


Рисунок 6.17. *Льодовикові стокові вітри в Антарктиді (за Л. З. Прохом)*

Разом із сильними вітрами, викликаними постійним проходженням глибоких циклонів навколо материка Антарктиди, стокові вітри роблять переважну частину районів узбережжя Антарктиди найбільш вітряними місцями на земній кулі.

6.4.7. Фен

Феном називається теплий, сухий і рвучкий вітер, що періодично дме з гір у долини.

Температура повітря при фені значно й іноді дуже швидко підвищується; відносна вологість різко падає, іноді досягає дуже малих значень. На початку фену можуть спостерігатися різкі і швидкі коливання температури і вологості внаслідок зустрічі теплого повітря фену з холодним повітрям, що заповнює долини. Поривчастість

фену вказує на сильну турбулентність фенового потоку. Тривалість фену може бути від декількох годин до декількох діб, іноді з перервами.

Фени з давніх часів відомі в Альпах. Вони дуже часті на Західному Кавказі, як на північних, так і на південних схилах хребта. Фени спостерігаються на Південному березі Криму, у горах Середньої Азії й Алтаю, у Якутії, західній Гренландії, на східних схилах Скелястих гір і в багатьох інших гірських системах.

Повторюваність фенів можна прослідити за наступною середньорічною кількістю днів з фенами: у Кутаїсі – 114, у Тбілісі – 45, в Орджонікідзе – 36, у Інсбруці (Австрія) – 75.

Фен може виникнути в будь-якій гірській системі, якщо повітряна течія загальної циркуляції перетинає хребет достатньої висоти. З підвітряної сторони повітря відтікає від хребта; створюється розрідження, унаслідок якого повітря вище лежачих шарів засмоктується вниз, як спадний вітер.

Висока температура повітря при фені обумовлена його адіабатичним нагріванням при спадному русі. Вертикальний градієнт температури в атмосфері майже завжди менше сухоадіабатичного, тобто менше 1°/100 м. Повітря, що опускається по гірських схилах у долину, нагрівається за сухоадіабатичним законом, тобто на один градус на кожні 100 м спуску. Тому воно прийде в долину, маючи більш високу температуру, ніж температура повітря, що раніше займало долину. Температура фенового повітря буде тим вища, чим більша висота, з якої воно опускається. Відносна вологість у ньому в той же час буде знижуватися в залежності від росту температури.

Наприклад, гребінь хребта піднімається над рівнем долини на 1000 м, температура в долині до початку фену +7 °С, а середній градієнт температури 0,6 ^{0}С/100 м. На рівні гребеня хребта температура буде, таким чином, +1 °С. Опустившись у долину і нагрівшись при цьому на 10 °С (по одному градусу на кожні 100 м), повітря фену буде мати внизу температуру +11 °С. Таким чином, температура в долині підвищиться в порівнянні з первісною на 4° (рис. 6.18).

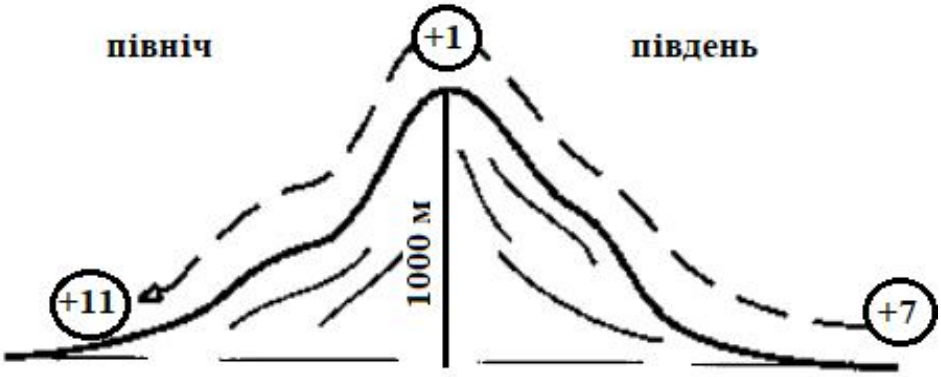


Рисунок 6.18. *Схема фену*

При сильному розвитку фену на підвітряній стороні хребта, а нерідко і на навітряній стороні спостерігається висхідний рух повітря по гірському схилу. Якщо хребет високий, то це висхідне повітря, досягши рівня конденсації, буде охолоджуватися вже не за сухоадіабатичним, а за вологоадіабатичним законом. При цьому на навітряній стороні відбудеться утворення хмар і внаслідок цього виділення тепла конденсації.

Припустимо потім, що на підвітряному схилі повітря на стільки ж опуститься вниз, на скільки воно піднялося нагору на навітряному схилі. Хмари в повітрі фену будуть при цьому випаровуватися. Однак, якщо частина продуктів конденсації випала з повітря у вигляді опадів при сходженні по навітряному схилу, то в сховану форму перейде менше тепла, ніж виділилося при конденсації, і повітря опуститься в долину з більш високою температурою, ніж була на початку процесу. Одержимо процес, що наближається до псевдоадіабатичного.

Якщо повітря спочатку піднімається по навітряних схилах і в ньому відбувається хмароутворення, то з долини на підвітряній стороні можна спостерігати над гребенем хребта стіну хмар. При опусканні фенового повітря по підвітряному схилу хмари, що містяться в ньому, випаровуються; на навітряному схилі вони, навпаки, увесь час утворюються заново. У результаті хмарна маса у феновому потоці здається нерухомо прикріпленою до гребеня хребта.

Особливо сильне підвищення температури при фені буває тоді, коли повітря, у якому розвивається фен, із самого початку дуже тепле, наприклад коли через хребет перетікає тропічне повітря за теплим фронтом. Висока температура повітря додатково підвищується адіабатично при спадному русі. Так, у перших числах травня 1935 р. у північних передгір'ях Кавказу південний фен приносив повітря з Вірменського нагір'я. При цьому температура підвищувалася в Нальчику до +32 °С, у Моздоку до +40 °С, а відносна вологість опускалася до 13 %. Ефект підвищення температури особливо великий і в тому випадку, якщо до фену повітря в долині було сильно вихолоджене випромінюванням. У Монтані (Скелясті гори) один раз у грудні температура підвищилася з -40 °С до +4 °С протягом 7 годин.

Тривалий і інтенсивний фен може привести до інтенсивного танення снігу в горах, до підвищення рівня і розливу гірських рік тощо. Улітку фен унаслідок своєї високої температури і сухості може згубно діяти на рослинність. У Закавказзі (район Кутаїсі) бувають випадки, коли при літніх фенах листя дерев висихає й опадає.

Але фен може спостерігатися й в арктичному повітрі, коли останній, наприклад, перетікає через Альпи чи Кавказ і опускається по південних схилах. Навіть у Гренландії стікання повітря з трикілометрової висоти

крижаного плато на фіорди дуже сильно підвищує температуру. В Ісландії при фенах спостерігалися підвищення температури майже на 30 °С за кілька годин.

6.4.8. Бора

Бора – сильний холодний і рвучкий вітер, що дує з низьких гірських хребтів убік досить теплого моря.

Бора віддавна відома в районі Новоросійської бухти на Чорному морі і на Адріатичному узбережжі Югославії, у районі Трієста. Подібні явища виявлені на Новій Землі й у деяких інших місцях. Бора виникає в Новоросійську, як і в Адріатиці, у тих випадках, коли холодний фронт підходить до прибережного хребта з північного сходу. Холодне повітря відразу ж перевалює невисокий хребет. Падаючи вниз по гірському хребту під дією сили тяжіння, повітря здобуває значну швидкість: у Новоросійську в січні швидкість вітру при борі в середньому вище 20 м/с. Падаючи на поверхню води, цей спадний вітер створює сильне хвилювання. При цьому різко знижується температура повітря, яка до початку бори була над теплим морем досить високою (рис. 6.19).

Рисунок 6.19. *Схема утворення і наслідки бори*

Звичайно, падаючи вниз, повітря бори адіабатично нагрівається, як і при фені. Але висота хребта невелика, а первісна температура повітря низька в порівнянні з температурою повітря, що раніше розташовувалося над морем. У результаті температура в районі впливу бори знижується. У Новоросійську спостерігалося при борі зниження температури на 25 °С і більше. Новоросійська бора згасає в морі вже в декількох кілометрах від міста. Однак бора в Адріатиці при деяких синоптичних умовах охоплює

значну частину моря. За рік у Новоросійську спостерігається в середньому 46 днів з бора, частіше з листопада по березень. Продовжується бора щораз 1-3 доби, а іноді – до тижня.

6.5. ШКВАЛИ

Іноді на обмежених територіях спостерігаються різкі короткочасні посилення вітру, які називаються ***шквалами***. Швидкість вітру при шквалах раптово підсилюється до 20 м/с і більше; це посилення вітру продовжується кілька хвилин, а іноді повторюється протягом короткого часу. Більш-менш різко змінюється і напрямок вітру. Незважаючи на короткочасність шквалів, вони можуть приводити до катастрофічних наслідків.

Шквали в більшості випадків пов'язані з купчасто-дощовими (грозовими) хмарами, місцевою конвекцією або холодним фронтом. У першому випадку вони називаються внутрішньомасовими, у другому – фронтальними.

Внутрішньомасовий шквал обумовлений тим, що в передній частині купчасто-дощової хмари виникає сильний висхідний рух повітря, а в центральній і тиловій частинах – спадний, зокрема створюваний зливовими опадами, що захоплюють із собою повітря. У хмарі і під нею виникає, таким чином, вихровий рух повітря з горизонтальною віссю, у яке втягується повітря із суміжних районів. При наближенні великої хмари конвекції відчувається посилення вітру і поворот його напрямку до хмари; у різко виражених випадках це явище приймає форму шквалу.

Шквал звичайно пов'язаний із зливовими опадами і грозою, іноді з градом. Лише в умовах великої сухості повітря можливі шквали без утворення купчастих хмар. Атмосферний тиск при шквалі різко підвищується у зв'язку з інтенсивним випаданням опадів, а потім знову падає (грозовий ніс).

6.6. МАЛОМАСШТАБНІ ВИХОРИ

В умовах великої нестійкості атмосферної стратифікації, крім звичайних грозових шквалів, можуть виникати ще особливі вихори з вертикальною віссю, що нагадують циклони, однак мініатюрних масштабів. По-перше, це зовсім малі курні вихори. Виникають над перегрітим ґрунтом у пустелях (але не тільки в пустелях), особливо на границях, де різко

змінюються властивості підстилаючої поверхні. У Сахарі на площі 10 км^2 таких вихорів спостерігалося іноді до 100 у день. Їх діаметр від 1 до 100 м, висота до 1 км, швидкість переміщення 20-30 км/год. У такому вихорі спостерігається швидке обертання повітря при одночасному його підйомі вгору, так що листя, що потрапило у вихор, пил та інші предмети переміщуються спірально.

Більше значення мають великі вихори, які називаються **смерчами** (виникають над морем) або **тромбами** (над сушею). У Північній Америці тромби називають торнадо.

Вихор виникає звичайно в передній частині грозової хмари і проникає зверху до самої земної поверхні. У смерчів діаметр вихору порядку десятків метрів, у тромбів – порядку 100-200 м, а в американських торнадо і більше (це встановлюється за шириною смуги руйнувань).

Тромб – це темний стовп між хмарою і землею, що розширюється догори і донизу, як хобот, що звисає з хмари. Це пояснюється тим, що вихор утягує зверху хмару, а знизу пил чи воду; крім того, при сильному падінні тиску усередині вихору відбувається конденсація водяної пари.

Вихор переміщується разом із хмарою найчастіше зі швидкістю порядку 30-40 км/год. Час існування смерчів вимірюється хвилинами, тромбів – десятками хвилин, іноді декількома годинами. За цей час вихор може просунутися над морем на кілька кілометрів, а над сушею – на десятки, іноді навіть на сотні кілометрів, усе змітаючи на своєму шляху. Атмосферний тиск у вихорі сильно знижений, на десятки або навіть на сотні мб. Повітря обертається навколо осі вихору, одночасно піднімаючись вгору. Швидкості вітру в тромбах можуть досягати 50-100 м/с. Вітер при тромбі зриває і руйнує легкі будівлі, переносить на великі відстані людей і тварин, ламає і вириває з коренем дерева, прокладаючи в лісах просіки. Падіння тиску при проходженні тромбу буває настільки великим і швидким, що зовнішній тиск не встигає вирівнятися з тиском усередині будинку; тиск усередині залишається більш високим. Тому будівлі, що потрапили в сферу дії тромбу, іноді вибухають зсередини: з них злітає дах, вилітають віконні рами, навіть руйнуються стіни. Смерчі мають меншу руйнівну силу.

Зазвичай тромб супроводжується грозою, зливовим дощем, градом. Водні смерчі рідше пов’язані з грозами.

Тромби проходять поодинці, хоча торнадо зрідка спостерігаються по два і більше. Смерчі часто виникають серіями по декілька вихорів.

У Європі тромби порівняно рідкі і спостерігаються переважно у спекотну літню погоду в післяполудневі години у повітряних масах тропічного походження з великими вертикальними градієнтами темпе-

ратури. У напрямку до півночі вони відзначалися до північної Шотландії, південної Норвегії, Швеції (до 60° пн. ш.), Соловецьких островів; у Сибіру – до низов'їв Обі. На Європейській території СНД кожне літо в різних місцях, і на півдні, і в центрі, відзначається кілька тромбів. Були випадки, коли вони досягали особливої катастрофічної сили, як, наприклад, московський тромб 29 червня 1904 р., порівнянний за інтенсивністю з американськими торнадо. Очевидно, на Азіатській території СНД тромби виникають значно частіше, але, проходячи в малонаселених районах, спостерігаються рідше.

У США, між Скелястими й Апалачськими горами, особливо на південному сході, торнадо дуже часті і мають винятково руйнівну силу. За рік у США спостерігається в середньому понад 200 торнадо, але в окремі роки – понад 800, переважно в теплий час року. Інтенсивність їх, зазвичай, різна. Але загалом їх діаметри і швидкості вітру в них (до 125 м/с і більше) більше, ніж у європейських тромбах, а заподіювані ними руйнування і збитки величезні. Спостерігалися випадки, що піднімалися в повітря будинки разом з жителями; повне руйнування будинків відбувається дуже часто. У середньому за рік нараховується понад 200 смертельних випадків від торнадо, а в одному тільки випадку торнадо 18 березня 1925 р. було вбито майже 700 чоловік. Збитки від торнадо щорічно обчислюються багатьма десятками мільйонів доларів.

Одне єдине торнадо в Північній Дакоті 20 червня 1957 р. зруйнувало 500 будинків на площі в одну квадратну милю і заподіяло збитків на 15 мільйонів доларів.

У тромбах спостерігається обертання вітру як у циклонічному, так і в антициклонічному напрямку, хоча тиск у тромбі завжди знижений. Антициклонічне обертання можливо, якщо відцентрова сила настільки велика, що перекриває силу градієнта. Найбільш низький тиск, що спостерігався в центрі торнадо, 912 мб.

Тромби (торнадо) спостерігаються в дуже теплому і вологому нестійкому стратифікованому повітрі, поблизу фронтів, як холодних, так і теплих, але іноді і на значній відстані від них. Очевидний їх зв'язок із грозовими хмарами. Тому можна думати, що тромб є порівняно рідким різновидом звичайного грозового шквалу. Але при шквалі в грозовій хмарі спостерігається вихор з горизонтальною віссю, як описано вище. При тромбі напрямок осі вихору внаслідок ще не з'ясованих причин змінюється: вісь вихору загинається до земної поверхні і досягає її, перетворюючись між хмарою і землею у вертикальну. Так виходить тромб, а іноді і два тромби, з двох сторін грозової хмари.

Перевагу і збільшену інтенсивність торнадо в США в порівнянні з тромбами в Європі можна пояснити тим, що в США влітку часто

спостерігається дуже тепле, вологе і нестійке стратифіковане повітря з Мексиканської затоки, сприятливе для утворення гроз і торнадо. У Європі такі умови виникають рідше: тропічне повітря потрапляє в Європу порівняно рідко (на Європейську територію СНД частіше, а на Азіатську – ще частіше).

Запитання для самоперевірки з розділу 6

1. Загальна циркуляція атмосфери.
2. Циркуляція на нерухомій однорідній Землі.
3. Циркуляція на рухомій однорідній Землі.
4. Горизонтальна неоднорідність атмосфери.
5. Повітряні маси.
6. Циклони і антициклони.
7. Рух повітря в атмосфері.
8. Вітер. Структура вітру.
9. Вплив перешкод на вітер.
10. Градієнтна сила.
11. Сили, що виникають при русі повітря.
12. Усталений рух при відсутності тертя. Градієнтний вітер.
13. Усталений рух при наявності тертя.
14. Градієнтний вітер при кругових ізобарах.
15. Турбулентне перемішування в атмосфері.
16. Різновиди вітрів.
17. Пасати. Механізм формування, райони розповсюдження.
18. Антипасати. Механізм формування, райони розповсюдження.
19. Мусони. Механізм формування, райони розповсюдження.
20. Бризи. Механізм формування, райони розповсюдження.
21. Гірсько-долинні вітри. Механізм формування, райони розповсюдження.
22. Льодовикові вітри. Механізм формування, райони розповсюдження.
23. Фен. Механізм формування, райони розповсюдження.
24. Бора. Механізм формування, райони розповсюдження.
25. Шквали. Механізм формування, райони розповсюдження.
26. Тромб, торнадо. Механізм формування, райони розповсюдження.

РОЗДІЛ 7

ОСНОВИ КЛІМАТОЛОГІЇ

7.1. ЗАГАЛЬНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ

Протягом геологічної історії Землі (4,65 млрд. років) разом із земною природою змінювався склад атмосфери, її маса і клімат. За цей період часу багаторазово змінювалися обриси материків, конфігурація і висота гірських систем, площа суші й океану, відбувалися зміни світності Сонця, коливання ексцентриситету земної орбіти і нахилу осі обертання Землі до площини екліптики, а також уповільнення швидкості обертання Землі. Отже, відбувалися зміни теплообігу, вологообігу й атмосферної циркуляції.

Тимчасові масштаби можливих причин кліматичних змін надзвичайно широкі. Так, *зміна світності Сонця* за межами 1 % сонячної постійної може відбуватися за 109 років. Варіації *орбітальних параметрів, прецесії рівнодення і зміни нахилу осі обертання Землі* до площини орбіти складають відповідно 92, 21 і 40 тис. років. Тимчасові *масштаби рухів земної кори* дорівнюють 105-109 рокам. Утворення *стратосферного аерозолю* унаслідок вулканічних вивержень може приводити до кліматичних змін у широких межах – від 10 до 108 років.

З іншого боку, внутрішня мінливість кліматичної системи визначається різними механізмами прямих і зворотних зв'язків між складовими системи: атмосферою, океаном, кріосферою, поверхнею суші і біосферою, що можуть діяти в тимчасових масштабах від 10 до 102 років.

Зараз людство живе в період зміни клімату. Тому важливими є знання основних закономірностей формування клімату з метою подальшого прогнозування його змін.

Глобальний клімат – статистична сукупність станів, які проходить кліматична система за періоди часу в кілька десятиліть.

Компоненти кліматичної системи і різні процеси, що впливають на формування і зміни клімату, поділяють на *зовнішні і внутрішні*.

До ***зовнішніх процесів*** відносять:

- приплив сонячної радіації;
- зміни складу атмосфери, викликані процесами в літосфері і припливом аерозолів і газів з космосу;
- зміни обрисів океанів, суші, орографії, рослинності.

До ***внутрішніх процесів*** відносять:

- взаємодії атмосфери з океаном, з поверхнею суші і льодом (теплообмін, випар, опади);
- взаємодія лід - океан;
- зміна газового й аерозольного складу атмосфери;
- хмарність;
- сніговий і рослинний покрив;
- рельєф і обриси материків.

Розподіл метеорологічних величин у просторі і в часі визначає розподіл *локальних кліматів* на земній кулі.

Локальний клімат – сукупність атмосферних умов за багаторічний період, характерних для даної місцевості в залежності від її географічного положення.

Локальний клімат є складовою глобального і вони взаємозалежні. Саме тому локальний вплив на стан атмосферного повітря в конкретному місці (промислові викиди забруднюючих речовин, великі пожежі чи виверження вулкану) зачипають завжди мають глобальні наслідки.

7.1.1. Теплообмін, вологообмін і амосферна циркуляція як кліматоутворюючі фактори

В атмосферних умовах теплообмін характеризує складні процеси одержання, передачі, переносу і втрати тепла в системі Земля-атмосфера.

Проаналізуємо основні потоки радіації, що впливають на теплообмін (рис. 7.1). *Пряма сонячна* радіація, що пройшла через атмосферу, і розсіяна радіація частково відбиваються від земної поверхні, але в більшій частині поглинаються нею і нагрівають верхні шари ґрунту і водойм. *Земна поверхня* випускає невидиму *інфрачервону радіацію*, що у більшій частині поглинає атмосфера, і нагрівається. *Атмосфера* випромінює *інфрачервону радіацію*, велику частину якої поглинає земна поверхня. Одночасно земна й атмосферна радіації безупинно випромінюються у світовий простір і разом з *відбитою сонячною радіацією* врівноважують приплив сонячної

радіації до Землі. Частина променистої енергії йде на нагрівання земної поверхні й атмосфери.

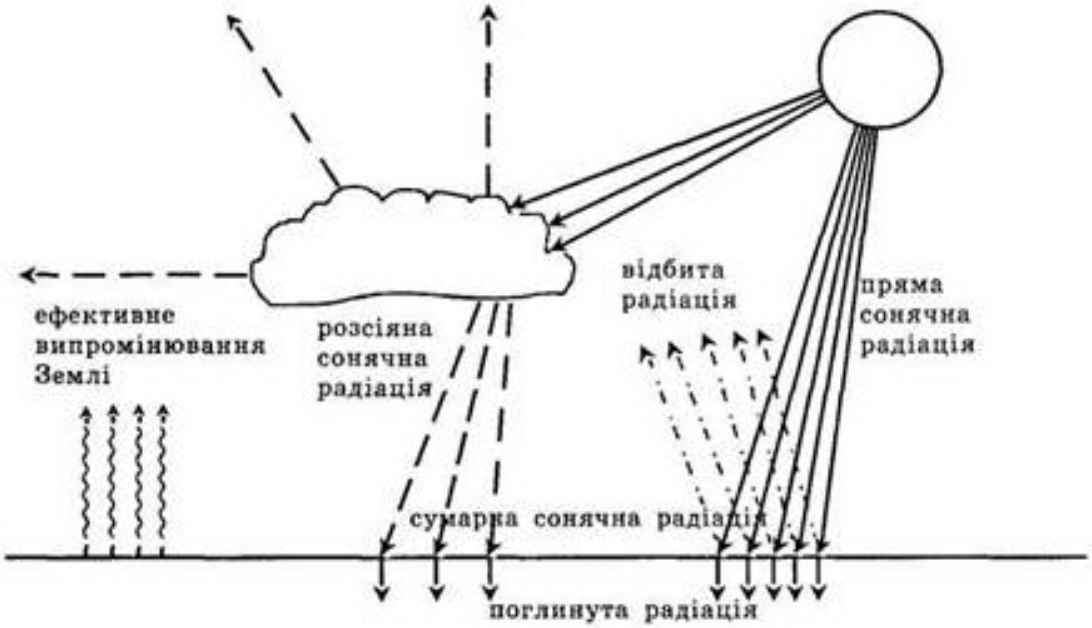


Рисунок 7.1. Теплообмін шляхом випромінювання

Крім теплообміну шляхом випромінювання між земною поверхнею й атмосферою відбувається обмін теплом шляхом теплопровідності. У передачі тепла усередині атмосфери важливу роль відіграє перемішування повітря у вертикальному напрямку. Значна частина тепла, що надходить на земну поверхню, затрачується на нагрівання води. При конденсації водяної пари в атмосфері виділяється тепло, що йде на нагрівання повітря. Істотним процесом у теплообміну є горизонтальний перенос тепла повітряними течіями.

Температура повітря має добовий і річний хід у залежності від припливу сонячної радіації по широтах, розподілу суші і моря, що мають різні умови поглинання радіації і відповідно по-різному нагріваються, а також горизонтального переносу повітря з океану на сушу і із суші на океан.

Між атмосферою і земною поверхнею відбувається постійний вологообмін. З водної поверхні, ґрунту, рослинності в атмосферу випаровується вода, на що затрачується велика кількість тепла з ґрунту і верхніх шарів води. У реальних умовах в атмосфері водяна пара конденсується, унаслідок цього виникають хмари і тумани. Опади, що випадають із хмар, врівноважують випар у цілому для всієї земної кулі. Кількість опадів і розподіл їх у просторі і в часі визначають особливості рослинного покриву і землеробства. Від розподілу кількості опадів, їхньої мінливості залежить гідрологічний режим водойм. Промерзання ґрунту, режим багаторічної мерзлоти обумовлені висотою сніжного покриву.

Сукупність основних повітряних течій, що реалізують горизонтальний і вертикальний обмін мас повітря, – ***це загальна циркуляція атмосфери.***

Нерівномірний розподіл тепла в атмосфері приводить до нерівномірного розподілу атмосферного тиску і як наслідок руху повітря. На характер руху повітря відносно земної поверхні великий вплив має добове обертання Землі. У пограничному шарі атмосфери на рух повітря впливає тертя.

Прояв загальної атмосферної циркуляції у першу чергу залежить від постійно виникаючих в атмосфері хвиль і вихорів, що переміщаються з різною швидкістю. Це утворення атмосферних збурень (циклонів і антициклонів) – характерна риса атмосферної циркуляції. Загальна циркуляція атмосфери є однією з характеристик стану кліматичної системи. З переміщеннями повітря пов'язані основні зміни погоди.

Стан глобальної кліматичної системи визначає характер кліматоутворюючих процесів – атмосферної циркуляції, теплообміну і вологообміну, що виявляються в різних географічних регіонах. У зв'язку з цим типи локальних кліматів залежать від широти, розподілу суші і моря, орографії, ґрунту, рослинного і сніжного покриву, океанічних течій.

7.1.2. Вплив географічної широти на клімат

Географічна широта визначає *зональність* у розподілі елементів клімату (рис. 7.2).

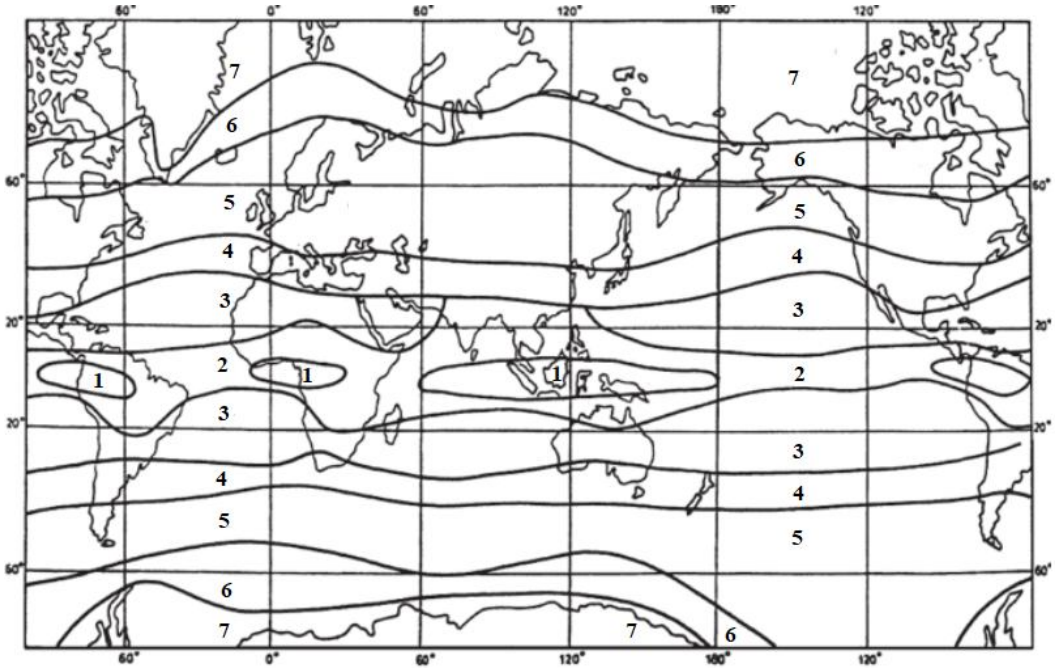


Рисунок 7.2. *Кліматичні зони Землі за Б. П. Алісовим:*

1 – екваторіальна; 2 – субекваторіальна; 3 – тропічна; 4 – субтропічна; 5 – помірна; 6 – субполярна; 7 – полярна (ліворуч – на суші, праворуч – в океані)

Сонячна радіація надходить на верхню границю атмосфери в залежності від географічної широти, що визначає полуденну висоту Сонця і тривалість опромінення. Радіація, що поглинається земною поверхнею, розподіляється складніше, тому що залежить від хмарності, альбедо поверхні, ступеня прозорості повітря.Зональність лежить і в основі розподілу температури повітря, що залежить не тільки від поглиненої радіації, але і від циркуляційних умов. Зональність у розподілі температури приводить до зональності інших метеорологічних величин клімату.

Вплив географічної широти на розподіл метеорологічних величин стає помітніше з висотою, коли слабшає вплив інших факторів клімату, пов'язаних із земною поверхнею.

7.1.3. Зміна клімату з висотою

Атмосферний тиск із висотою падає, сонячна радіація й ефективне випромінювання зростають, температура, питома вологість зменшуються. Вітер досить складно змінюється за швидкістю і напрямком.

Такі зміни відбуваються у вільній атмосфері над рівнинною місцевістю, з великими чи меншими збуреннями (пов'язаними з близькістю земної поверхні) вони відбуваються й у горах. У горах намічаються і характерні зміни з висотою хмарності й опадів. Опади, як правило, спочатку зростають з висотою місцевості, але, починаючи з деякого рівня, їх кількість зменшується. У результаті в горах створюється висотна кліматична зональність.

Кліматичні умови можуть значно розрізнятися в залежності від висоти місцевості. При цьому зміни з висотою набагато більші, ніж зміни із широтою – у горизонтальному напрямку.

Висотна кліматична зональність визначається тим, що в горах зміна метеорологічних величин з висотою створює швидку зміну всього комплексу кліматичних умов. Утворюються лежачі одна над іншою кліматичні зони (чи пояси) з відповідною зміною рослинності. Зміна висотних кліматичних поясів нагадме зміну кліматичних зон у широтному напрямку. Різниця полягає в тому, що зміни у горизонтальному напрямку відбуваються протягом тисяч кілометрів, а в горах для зміни кліматичного поясу потрібне збільшення або зменшення висоти на кілька кілометрів. Типи рослинності в горах змінюються в наступному порядку. Спочатку йдуть листяні ліси. У сухих кліматах вони починаються не від підніжжя гір, а з деякої висоти, де температура падає, а опади зростають настільки, що стає можливим виростання деревної рослинності. Потім йдуть хвойні ліси, чагарники, альпійська рослинність із трав і сланких чагарників. За сніговою лінією починається зона постійного снігу і льоду.

Верхня межа лісу в районах із сухим континентальним кліматом піднімається вище, ніж у районах з вологим океанічним кліматом. На екваторі вона досягає 3800 м, а в сухих районах субтропіків – вище 4500 м. Від помірних широт до полярних межа лісу швидко знижується в зв'язку з тим, що виростання лісу обмежене середньою липневою температурою. Зміна висотних кліматичних зон у горах за полярним колом зводиться до зміни зони тундри на зону постійного морозу.

Межа землеробства в горах близька до межі лісу; у сухому континентальному кліматі вона проходить значно вище, ніж у морському. У помірних широтах ця межа порядку 1500 м. У тропіках і субтропіках польові культури вирощують до висот близько 4000 м, а на Тибетському нагір'ї – вище 4600 м.

7.1.4. Вплив розподілу моря і суші на клімат

Розподіл суші і моря визначає розподіл типів клімату на *морський* і *континентальний*.

Зональність кліматичних характеристик виявляється порушеною чи перекритою впливом нерівномірного розподілу суші і моря. У південній півкулі, де океанічна поверхня переважає, а розподіл суші більш симетричний щодо полюса, ніж у північній, зональність у розподілі температури, тиску, вітру виражена краще.

За допомогою багаторічних карт середнього тиску була встановлена залежність зміни атмосферної циркуляції від розподілу суші і моря: у субтропіках зона високого тиску розвивається над материками влітку; у помірних широтах над материками відбувається переважання високого тиску узимку і низького тиску влітку. Це ускладнює систему атмосферної циркуляції і, як наслідок, розподіл кліматичних умов на Землі.

Положення місця щодо берегової лінії істотно впливає на режим температури, вологості, хмарності, опадів, визначаючи ступінь континентальності клімату.

7.1.5. Континентальність клімату, індекси континентальності

Континентальність клімату – сукупність характерних рис клімату, обумовлених впливами материка на процеси кліматоутворення.

Індексом континентальності називають числову характеристику клімату, що вказує ступінь його континентальності. Відомо кілька варіантів обчислення цього індексу, запропонованих різними авторами. Всі

вони засновані на обліку річної амплітуди температури, функцією якої і є індекс континентальності К. Наприклад, за Горчинським, K = (1.74 · A) / (sin φ); по Хромову, K = (A-5.4 sin φ) / A., де A – річна амплітуда температури; φ-географічна широта місця.

Значення індексу континентальності за Горчинським виражається двозначними числами, зростаючими з збільшенням континентальності. Теоретично вони можуть змінюватися від нуля до нескінченності. Індекс континентальності по Хромову зазвичай позитивний і становить частки одиниці, а його граничне максимальне значення дорівнює одиниці (що можливо тільки на екваторі). У випадку морського клімату індекс континентальності може мати навіть негативне значення.

У кліматі над морем (морський клімат) спостерігаються малі річні амплітуди температури повітря в порівнянні з континентальним кліматом над сушею з великими річними амплітудами температури.

Найкраще роль континентальності клімату проявляється у помірному поясі Євразії (рис. 7.3).

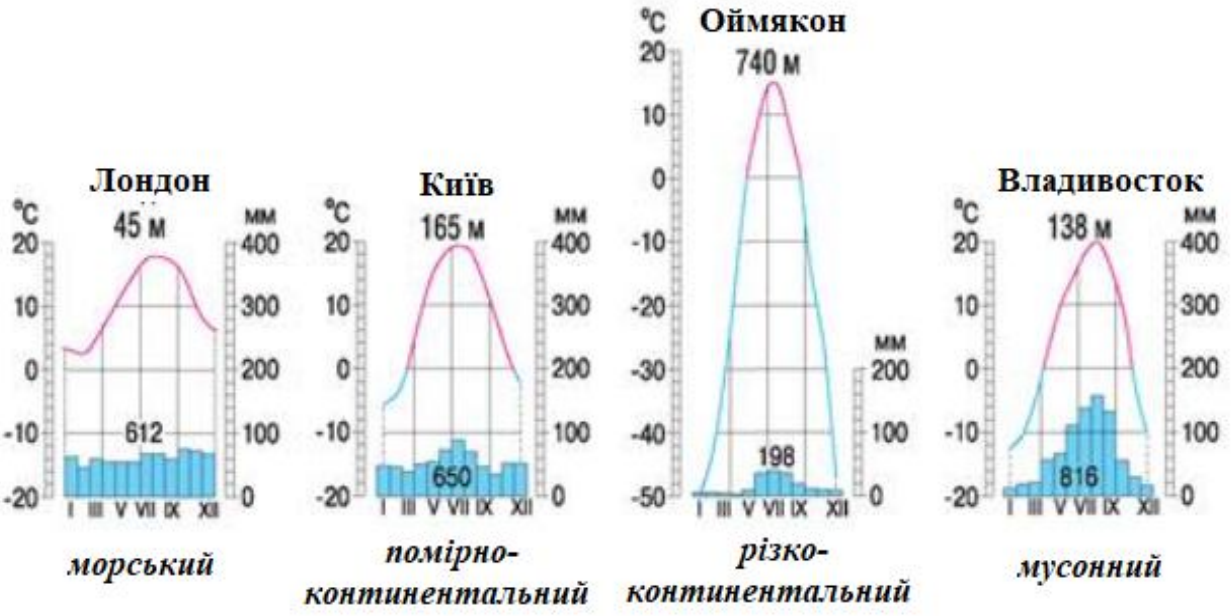


Рисунок 7.3. *Кліматодіаграми помірного поясу*

З просуванням з заходу на схід зростає річна амплітуда температури повітря та зменшується кількість опадів, але на крайньому сході поясу під впливом мусонної циркуляції відбувається зменшення амплітуди температур та збільшення опадів.

Рисунок 7.3 демонструє зміну основних кліматичних характеристик, що спричиняють секторність помірного поясу, в якому виділяють:

- морський з температурами вище 0°C, невеликою амплітудою середніх температур (близько 14°C) та рівномірним розподілом опадів (близько 600 мм) протягом року;

- помірно-континентальний з річною амплітудою середніх температур близько 25°С і кількістю опадів близько 600 мм, розподілених відносно рівномірно протягом року;
- різко-континентальний з максимальною річною амплітудою середніх температур – близько 60°С і дуже молою кількістю опадів (близько 200 мм) у теплий сезон;
- мусонний з амплітудою до 35°С, опадами близько 800 мм, головним чином, у теплу пору року.

Величина річної амплітуди температури повітря залежить від географічної широти. У низьких широтах річні амплітуди температури менше в порівнянні з високими широтами.

7.1.6. Орографія і клімат

На кліматичні умови в горах впливає: висота місцевості над рівнем моря, висота і напрямок гірських хребтів, експозиція схилів, напрямок переважних вітрів, ширина долин, крутість схилів.

Повітряні течії можуть затримуватися і відхилятися хребтами. У вузьких проходах між хребтами швидкість повітряних течій змінюється. У горах виникають місцеві системи циркуляції – **гірсько-долинні** і **льодовикові вітри**.

Над схилами, по-різному експонованими, створюється різний режим температури. Форми рельєфу впливають на добовий хід температури. Затримуючи перенос мас холодного чи теплого повітря, гори створюють різкі розділи в розподілі температури на великих географічних просторах.

У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітряних схилах гір збільшуються хмарність і опади. На підвітряних схилах виникають фени з підвищенням температури і зменшенням вологості. Над горами виникають хвильові збурювання повітряних течій і особливі форми хмар. Над нагрітими схилами гір також збільшується конвекція, а отже, і хмароутворення. Все це відбивається в багаторічному режимі клімату гірських районів.

7.1.7. Океанічні течії і клімат

Океанічні течії створюють особливо різкі розходження в температурному режимі поверхні моря і тим самим впливають на розподіл температури повітря і на атмосферну циркуляцію. Стійкість океанічних течій приводить до того, що їхній вплив на атмосферу має кліматичне значення. Закономірно, теплі течії спрямовані із

низьких широт у більш високі, а холодні – з більш високи – у більш низькі широти.

Тепла течія має температуру води на декілька градусів вищу, ніж навколишня океанська вода. Холодна течія – навпаки. На географічних картах теплі течії показують червоними стрілками, холодні – синіми.

Теплі течії зігрівають повітря узбережжя. Повітря, що утворюється над водами теплих течій, рухаючись з океану на суходіл, приносить у прибережні частини материка багато опадів.

Узбережжя, що омивають теплі течії, мають тепліший і м'якший клімат, ніж внутрішні райони, розташовані на тих самих широтах. Теплі течії підвищують температуру повітря на 3-5 °С і сприяють утворенню опадів. Гребінь ізотерм на картах середньої температури наочно показує теплий вплив Гольфстріму на клімат східної частини Північної Атлантики і Західної Європи.

Холодні течії охолоджують повітря над ними, різко зменшують кількість опадів. Охолоджене над течіями повітря, просуваючись углиб материка, не утворює хмар.

Холодні океанічні течії також виявляються на середніх картах температури повітря відповідними збуреннями в конфігурації ізотерм – язиками холоду, спрямованими до низьких широт.

Над районами холодних течій збільшується повторюваність туманів, зокрема в Ньюфаундленді, де повітря може переходити з теплих вод Гольфстріму на холодні води Лабрадорської течії. Над холодними водами в пасатній зоні ліквідується конвекція і різко зменшується хмарність. Це, у свою чергу, є чинником, що підтримує існування так званих прибережних пустель.

7.1.8. Вплив снігового і рослинного покриву на клімат

Сніговий (крижаний) покрив зменшує втрату тепла ґрунтом і коливання її температури. Поверхня покриву відбиває сонячну радіацію вдень і охолоджується випромінюванням уночі, тому вона знижує температуру приземного шару повітря. Навесні на танення снігового покриву витрачається велика кількість тепла, що береться

з атмосфери. Таким чином, температура повітря над сніговим покривом, що тане, залишається близькою до нуля. Над сніговим покривом спостерігаються інверсії температури: узимку –пов'язані з радіаційним вихолоджуванням, навесні – з таненням снігу. Над постійним сніговим покривом полярних областей навіть улітку відзначаються інверсії або ізотермії. Танення снігу збагачує ґрунт вологою і має велике значення для кліматичного режиму теплого часу року. Велике альбедо снігового покриву приводить до посилення розсіяної радіації і збільшення сумарної радіації й освітленості.

Густий трав'яний покрив зменшує добову амплітуду температури ґрунту і знижує її середню температуру. Отже, він зменшує добову амплітуду температури повітря. Більш складний вплив на клімат має ліс, що може збільшувати над собою кількість опадів, унаслідок шорсткості підстилаючої поверхні.

Однак вплив рослинного покриву має в основному мікрокліматичне значення, поширюючись переважно на приземний шар повітря і на невеликі площі.

7.2. ПРИНЦИПИ КЛАСИФІКАЦІЇ КЛІМАТІВ

Для аналізу закономірностей формування клімату у рамках глобальної системи і рішення практичних задач необхідно знати розподіл кліматичних величин по земній кулі чи району, а також кліматичного комплексу в цілому. У залежності від задачі дослідження існують різні підходи до класифікації клімату.

Якщо розподіл робиться для цілей аналізу походження самого клімату чи з метою пов'язати з комплексом природних умов (ландшафтно-географічних зон), то такий поділ клімату називається *кліматичною класифікацією*, а якщо для прикладних цілей (обслуговування сільського господарства, будівництва, транспорту) – *кліматичним районуванням.*

Існує декілька класифікацій клімату і районувань. Вони визначаються різними задачами. Є абсолютно наукові докладні класифікації клімату усієї земної кулі, є класифікації для окремих географічних районів і навіть для окремих країн.

За найбільш простою і відомою класифікацією, якою користується більшість людей (хоча вона не є офіційно визнаною і не відрізняється повнотою), розрізняють клімат: *холодний, помірний, спекотний* – за **режимом температури** (рис. 7.4). Крім того, кожен з трьох основних різновидів клімату можна в залежності від режиму опадів і вологості додатково характеризувати як *морський* (вологий, з рівним ходом температури) чи *континентальний* (сухий, з різкими коливаннями температури). Наприклад, в Антарктиці за цією класифікацією клімат холодний континентальний, в Арктиці – холодний морський, у Східній Європі – помірний континенттальний, а в Західній Європі – помірний морський, у Північній Африці, на Близькому Сході, на півдні Середньої Азії – спекотний континентальний, а на Кубі й інших островах Карибського моря – спекотний морський. Це спрощена, дуже приблизна класифікація земних кліматів, що не включає багато важливих кліматичних областей, наприклад зону мусонів чи високогірні райони і т. ін.

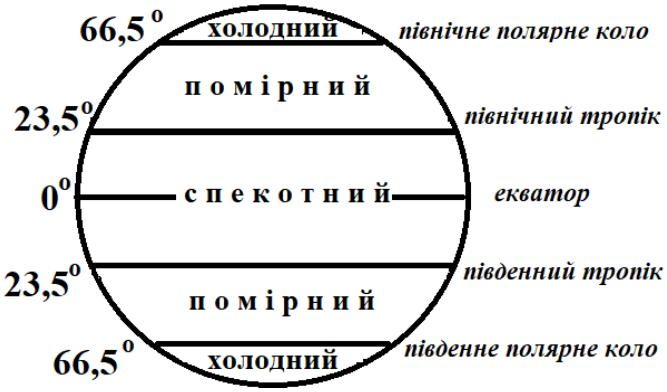


Рисунок 7.4. *Класифікація клімату за режимом температури*

7.2.1. Класифікація клімату В. П. Кеппена

Існують класифікації кліматів, побудовані на формальних ознаках. Тут залишається осторонь питання про фізичної сутності явищ, виявляються статистичні зв'язки і шукаються найбільш яскраві ознаки, що характеризують основні риси стану клімату.

Найбільш успішна в цьому відношенні класифікація ***В. П. Кеппена***. Вона застосовується найбільш широко, оскільки формалізм, закладений в її побудові, дозволяє легко визначати належність регіонів до того чи іншого типу клімату. Класифікація Кеппена була модифікована різними авторами, які, по-перше, доповнили її новими метеорологічними даними і, по-друге, змінили деякі критерії. Розглянемо класифікацію Кеппена – Треварта (рис. 7.5). У ній всі клімати розділені на шість класів (табл. 7.1), з яких п’ять *(A, C, D, E, F*) відображають термічні (зональні) відмінності, а клас В (інтразональний клас) характеризує сухі клімати, які можуть бути присутніми в будь-який широтной зоні.

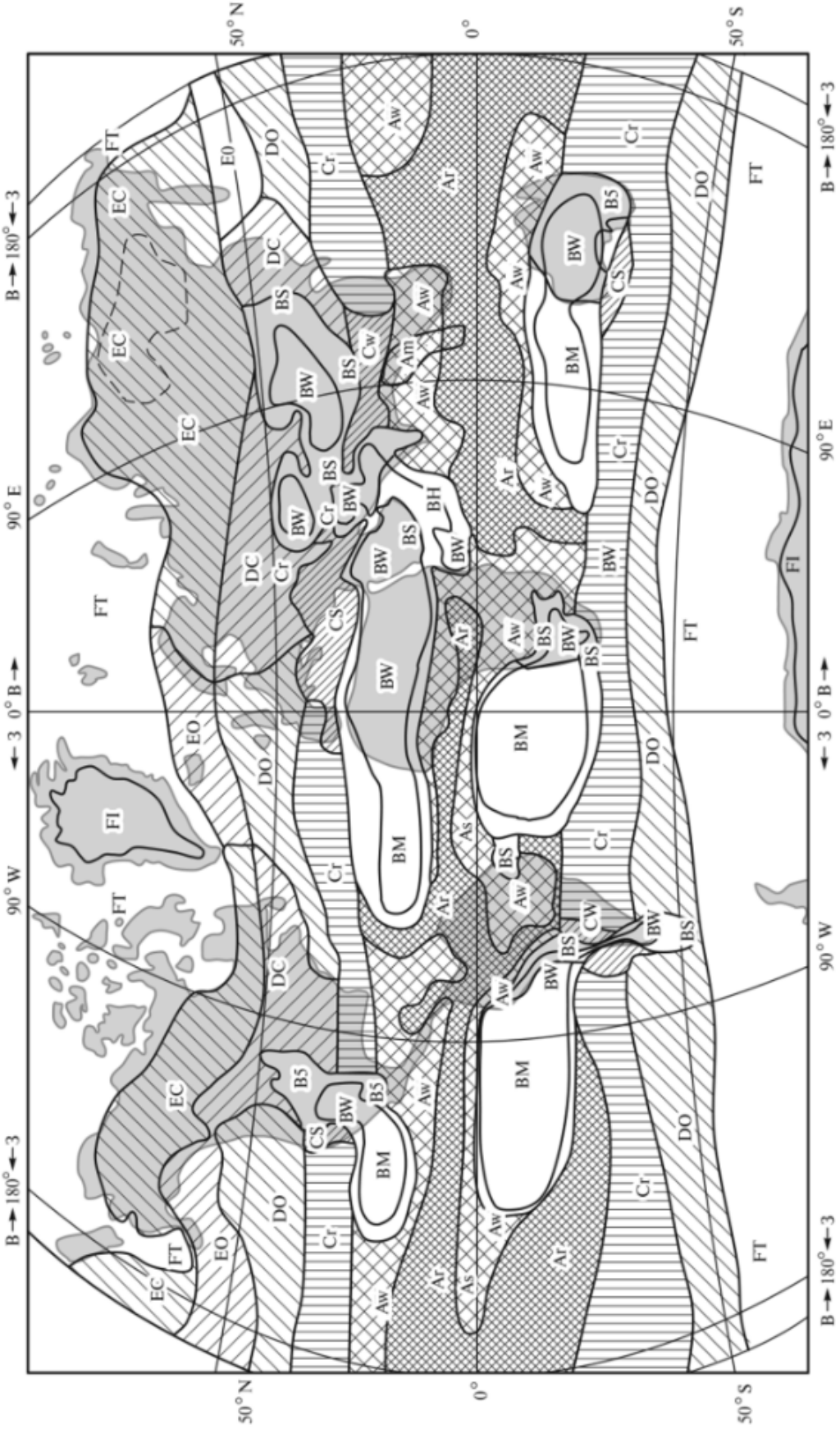


Рисунок 7.5. *Кліматичне районування (за В. Кеппеном і Г. Тревартом)*

Таблиця 7.1

Визначення основних класів класифікації кліматів Кеппена – Треварта

Індекс	***Клас***	***Визначення***
A	Тропічний	Температура* вище 17°С протягом року
C	Субтропічний	Температура вище 9°С протягом 8–12 мес.
D	Помірний	Температура вище 9°С протягом 4–7 мес.
E	Субарктичний	Температура вище 9°С протягом 1–3 мес.
F	Полярний	В жодному місяці температура не перевищує 9°С
B	Сухий	Порівняння річної суми опадів з Сравнение годовой суммы осадков з межею сухості (межею пустелі)

**середні місячні значення*

Тропічні клімати мають чотири підкласи: *Аг* – дощовий (характеризується тим, що в більш ніж 9 місяців місячна сума опадів – не менше 60 мм); *Aw* – тропічний з сухою зимою і дощовим літом; *As* – з сухим літом та дощовою зимою; *Am* – так званий мусонний клас (при його визначенні додатково до уваги береться емпіричний вираз що враховує співвідношення річних опадів і опадів найсухішго місяця).

Субтропічні клімати діляться на три підкласи: *Сг* – дощовий (опади найсухішого місяця – не менше 30 мм); *Cw* – субтропічний з сухою зимою і дощовим літом; *Cs* – з сухим літом та дощовою зимою (причому тут також враховуються деякі додаткові співвідношення, в яких зіставлені річні, літні або зимові опади). Відзначимо, що в розглянутих класах *A* і *C* відмінності між підтипами визначаються кількістю опадів і їх розподілом в річному ході.

Помірні клімати діляться на два типи відповідно до середньої температури найхолоднішого місяця. Якщо вона вище 0 ° С, то це *DO* – помірний морський клімат, а якщо негативні температури можливі, то це *DC* – континентальний помірний клімат.

Температура найхолоднішого місяця використовується і для того, щоб розділити на два типи ***субарктичні (бореальні) клімати***: це *EO* і *ЄС*, якщо температура вище (нижче) -10 ° С.

Полярні клімати поділяються на два типи по температурі найтеплішого місяця. Якщо вона між 0 і 10 ° С, то це клімат тундри (***FT***), а якщо температура в річному ході не піднімається вище нуля, то це льодовий клімат (***FI***). Відзначимо, що позатропічних кліматів відмінності між підтипами визначаються температурою і її розподілом в річному ході.

У класифікації Кеппена – Треварта для характеристики клімату використовується так звана формула клімату. У ній позначені клас і тип клімату, а поява попереду, перед основними позначеннями, букв *G* і *H* означає, що мова йде про невисокі і високі гори, відповідно. В кінець формули клімату додаються літери, що дають характеристику літнім і зимовим умовам (табл. 7.2).

Таблиця 7.2

Буквені позначення термічних умов зими і літа в класифікації Кеппена – Треварта

Діапазон, °С	***Характеристика термічних умов***	***Код***
Понад 35	Виключно спекотні	/
28-34	Дуже спекотні	*И*
23-27	Спекотні	*a*
18-22	Теплі	*b*
10-17	М'ягкі	*l*
0-9	Прохолодні	*к*
-9...-11	Холодні	*o*
-24...-10	Дуже холодні	*c*
-34...-25	Різко холодні	*d*
Нижче -35	Виключно холодні	*e*

Класифікація кліматів Кеппена в редакції ***Гайгера*** дещо відрізняється від розглянутої раніше. У ній основні кліматичні класи позначаються схожим чином, проте їх п'ять і визначаються вони інакше: A – екваторіальний; B – сухий; З – теплий; D – сніговий; E – полярний. При виборі типів знову можна відзначити і схожість, і відмінність. Так, знову робиться акцент на важливій ознаці наявності сухого літа або сухої зими, однак розширюється діапазон виділених підкласів по термічним умовам.

7.2.2. Класифікація кліматів Б. П. Алісова

В основу класифікації кліматів ***Б. П. Алісова*** покладено поділ земної поверхні на кліматичні пояси й області відповідно до умов загальної циркуляції атмосфери, які виражаються у переважанні повітряних мас певного географічного типу – цілий рік або в один із двох основних сезонів. Межі між поясами проведено за положенням кліматологічних фронтів узимку і влітку.

Виділяються сім *основних кліматичних поясів*: екваторіальний, два тропічних і два помірних (по одному у кожній півкулі), арктичний (у Північній півкулі) та антарктичний (у Південній півкулі). Кожен із них характеризується сталим переважанням повітряних мас відповідного географічного типу. Між основними кліматичними поясами виділяються *проміжні пояси*: два пояси екваторіальних мусонів із зимовим переважанням тропічного і літнім екваторіального повітря, два субтропічних із зимовим переважанням полярного і літнім тропічного повітря, субарктичний (у Південній півкулі – субантарктичний) із зимовим переважанням арктичного (антарктичного) повітря і літнім – повітря помірних широт (рис. 7.5).

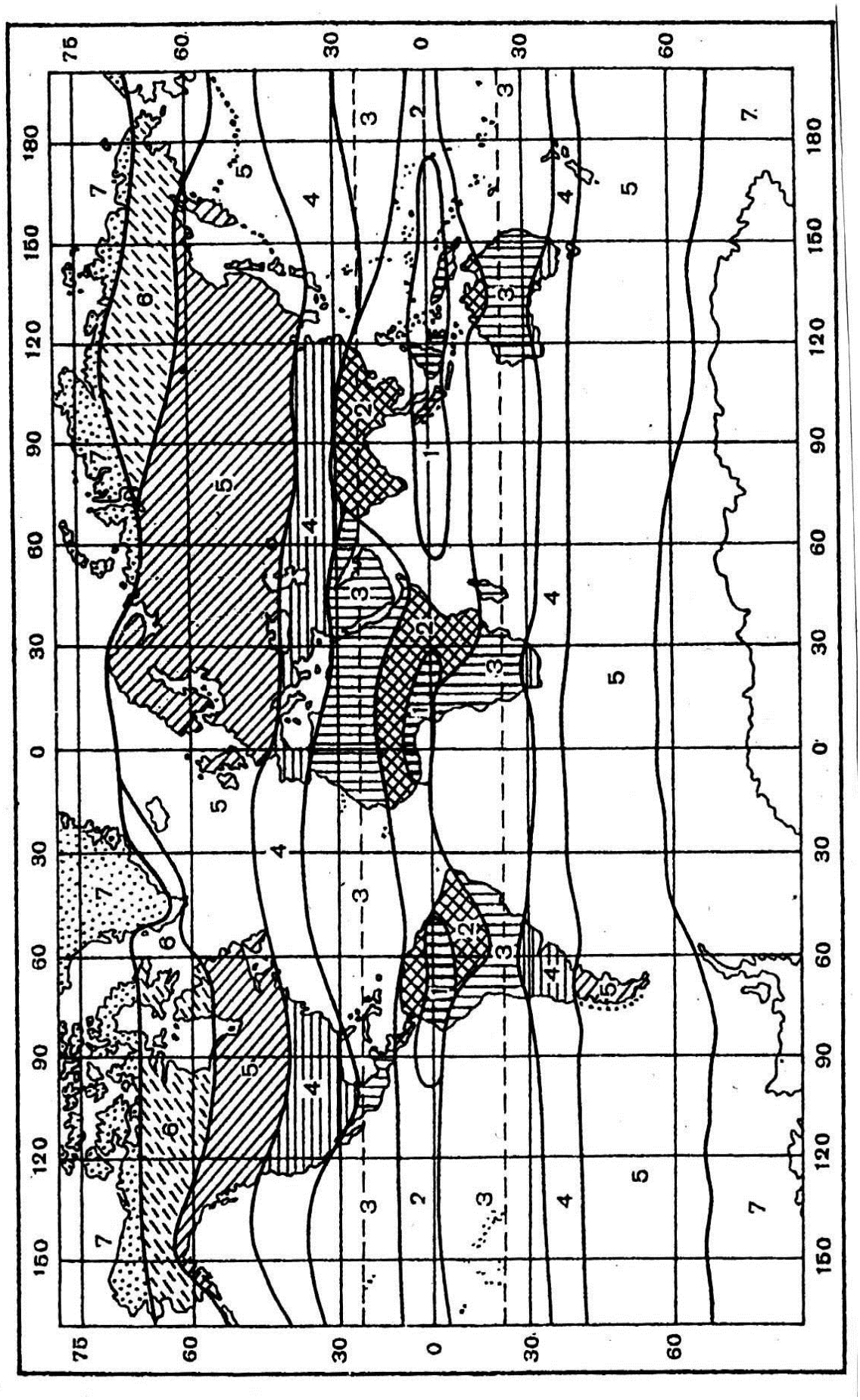


Рисунок 7.5. *Кліматичні пояси (за Б. П. Алісовим):*
1 – екваторіальний, 2 – екваторіальних мусонів, 3 – тропічний, 4 – субтропічний, 5 – помірний, 6 – субарктичний (субантарктичний), 7 – арктичний (антарктичний)

У межах кліматичних поясів виділяються *кліматичні області* з особливими підтипами клімату: у тропічному і субтропічному поясах – континентальна, океанічна, східної периферії океанічних антициклонів та західної периферії океанічних антициклонів; у помірному поясі – континентальна, океанічна, західних узбереж, східних узбереж (з мусонним кліматом); а в субарктичному (субантарктичному) та арктичному (антарктичному) поясах – континентальна та океанічна. Крім того, у кожному типі клімату можуть спостерігатися такі *різновиди*: клімат низовин і клімат високогір'їв.

7.2.3. Класифікації клімату А. А. Григор'єва і М. І. Будико

Цікаву і разом з тим просту класифікацію кліматичних режимів північної півкулі запропонували вчені **А. А. Григор'єв** і **М. І. Будико.** Ця класифікація враховує, крім режимів температури і зволоження, ще і радіаційний баланс.

Вона передбачає усього п'ять кліматичних режимів:

1) *арктичний*, з наявністю сніжного покриву, мінусовими температурами повітря і негативним чи близьким до нуля радіаційним балансом;

2) *тундри*, із середніми місячними температурами від 0 до 10 °С при позитивному радіаційному балансі;

3) *лісових зон*, із середніми місячними температурами більше 10 °С при позитивному радіаційному балансі і достатньому зволоженні, коли випар складає не менше половини величини випаровуваності (максимально можливого випару);

4) *посушливих зон* (степів і сухих саван), де при позитивному радіаційному балансі випар складає від однієї десятої до половини величини випаровуваності;

5) *пустель*, де при позитивному радіаційному балансі випар менше однієї десятої випаровуваності.

У різних географічних зонах протягом року може бути кілька кліматичних режимів, наприклад узимку – арктичний, а влітку – посушливих зон. Є й інші класифікації, побудовані на іншій основі, наприклад класифікація ландшафтно-географічних зон суші ***(Л. С. Берга).***

7.2.4. Кліматичні зони Л.С. Берга

На поверхні нашої планети виділені географічні зони на основі обліку комплексу характеристик: *геоботанічної, теплової, енергетичної, умов зволоження.*

Географічних зон, відповідно до такої класифікації, нараховується 13:

- з негативним радіаційним балансом – одна (вічний сніг);
- з радіаційним балансом до $209 \cdot 10^3$ Дж/(рік·см^2) – чотири (арктичні пустелі; тундра – тайга – змішані ліси – листяний ліс і лісостеп; степ; напівпустеля помірного поясу, пустеля помірного поясу);
- з радіаційним балансом від $209 \cdot 10^3$ до $314 \cdot 10^3$ Дж/(рік/см^2) – чотири (субтропічні болота і дощові ліси; жорстколистяні субтропічні ліси і субтропічний степ; субтропічна напівпустеля; субтропічна пустеля);
- з радіаційним балансом більше $314 \cdot 10^3$ Дж/(рік/см^2) – чотири (екваторіальні болота і ліси; суха савана; опустелена савана; тропічна пустеля).

Зазначена класифікація географічних кліматичних зон досить повно і детально характеризує всю розмаїтість географічних зон земної кулі, даючи кожній з них об'єктивні кількісні критерії поряд з якісними характеристиками.

Типи кліматів, що переважають на великих територіях, називають ***макрокліматами***. Макрокліматичний район повинен мати більш або менш однорідні кліматичні умови, які відрізняють його від інших районів. Він представляє собою тільки узагальнену характеристику, яка більше відповідає реальності, ніж виділення кліматичних районів тільки на основі приналежності до певного широтно-географічного поясу. Стосовного цього розрізняють такі клімати:

Клімат льодовикових покривів панує в Гренландії й Антарктиді, де середні місячні температури нижче 0°С. У темний зимовий час року ці регіони зовсім не одержують сонячної радіації, хоча там бувають присмерки і полярні сяйва. Навіть улітку сонячні промені падають на земну поверхню під невеликим кутом, що знижує ефективність прогрівання.

Велика частина прихожої сонячної радіації відбивається льодом. Як улітку, так і узимку в підвищених районах Антарктичного льодовикового покриву переважають низькі температури. Клімат внутрішніх районів Антарктиди набагато холодніший, ніж клімат Арктики, оскільки південний материк відрізняється великими розмірами і висотами, а Північний Льодовитий океан пом'якшує клімат, незважаючи на широке поширення льодовиків.

Опади на льодовикових покривах випадають у вигляді снігу чи дрібних часточок крижаного туману. Внутрішні райони щорічно одержують усього 50—125 мм опадів, але на узбережжі їх кількість може досягати 500 мм і більше. Іноді циклони приносять у ці райони хмарність і сніг. Снігопади часто супроводжуються сильними вітрами, що переносять

значні снігові маси, які здуваються зі скель. Сильні стокові вітри з заметілями дують з холодного льодовикового щита, виносячи сніг на узбережжя.

Субполярний клімат поширений в тундрових районах на північних окраїнах Сибіру, Америки і Євразії, а також на Антарктичному півострові і прилягаючих до нього островах. У Східній Канаді і Сибіру південна границя цього кліматичного поясу проходить значно південніше Полярного кола. Це приводить до затяжних і вкрай холодних зим. Літо коротке і прохолодне із середніми місячними температурами, що рідко перевищують 10 °С. До деякої міри довгі дні компенсують нетривалість літа, однак на більшій частині території одержуваного тепла недостатньо для повного відтавання ґрунтів. Постійно мерзлий ґрунт, який називають *багаторічною мерзлотою*, стримує ріст рослин і фільтрацію талих вод у ґрунт. Тому влітку плоскі ділянки виявляються заболоченими. На узбережжі зимові температури трохи вище, а літні - трохи нижче, ніж у внутрішніх районах материка. Улітку, коли вологе повітря знаходиться над холодною водою чи морським льодом, на арктичних узбережжях часто виникають тумани. Річна сума опадів зазвичай не перевищує 380 мм. Велика їхня частина випадає у вигляді дощу або снігу влітку, при проходженні циклонів. На узбережжя основна маса опадів може бути принесена зимовими циклонами.

Субарктичний клімат відомий також під назвою «клімат тайги» (за переважним типом рослинності – хвойними лісами). Цей кліматичний пояс охоплює помірні широти північної півкулі – північні області Північної Америки і Євразії, розташовані безпосередньо до півдня від субполярного кліматичного поясу. В межах даного поясу спостерігаються різкі сезонні кліматичні розходження, що зумовлене його положенням в досить високих широтах у внутрішніх частинах материків. Зими затяжні і вкрай холодні, і чим північніше, тим дні коротше. Літо коротке і прохолодне з довгими днями. Узимку період з мінусовими температурами дуже тривалий, а влітку температура часом може перевищувати 32 °С. У Якутську середня температура січня -43 °С, липня 19 °С, тобто річна амплітуда температур досягає 62 °С.

Більш м’який клімат характерний для приморських територій, наприклад, південної Аляски чи північної Скандинавії. На більшій частині розглянутого кліматичного поясу випадає менше 500 мм опадів у рік, причому їхня кількість максимальна на навітряних узбережжях і мінімальна у внутрішній частині Сибіру. Снігу узимку випадає дуже мало, снігопади пов’язані з циклонами, які приходять на дану територію досить рідко. Літо переважно більш вологе, причому дощі йдуть в основному при проходженні атмосферних фронтів. На узбережжях часто бувають тумани

і суцільна хмарність. Узимку в сильні морози над сніжним покривом висять крижані тумани.

Вологий континентальний клімат з коротким літом характерний для великої смуги помірних широт північної півкулі. У Північній Америці вона простягається від прерій на півдні центральної Канади до узбережжя Атлантичного океану, а в Євразії охоплює велику частину Східної Європи і деякі райони Середнього Сибіру. Також даний тип клімату спостерігається на японському острові Хоккайдо і на півдні Далекого Сходу. Основні кліматичні особливості цих районів визначаються переважним західним переносом і частим проходженням атмосферних фронтів. У суворі зими середні температури повітря можуть знижуватися до -18 °С. Літо коротке і прохолодне, безморозний період триває до 150 днів. Річна амплітуда температур не настільки велика, як в умовах субарктичного клімату. У Москві середні температури січня -9 °С, липня 18 °С. У цьому кліматичному поясі постійну небезпеку для сільського господарства становлять весняні заморозки. У приморських провінціях Канади, у Новій Англії і на острові Хоккайдо зими тепліші, ніж у внутрішньо-континентальних районах, тому що східні вітри часом приносять більш тепле океанічне повітря. Річна кількість опадів коливається від менше 500 мм у внутрішніх частинах материків до більше 1000 мм на узбережжях. На більшій частині району опади випадають переважно влітку, часто при грозових зливах. Зимові опади, в основному у вигляді снігу, пов'язані з проходженням фронтів у циклонах. Заметілі часто спостерігаються в тилу холодного фронту.

Вологий континентальний клімат з довгим літом. Температури повітря і тривалість літнього сезону збільшуються до півдня в районах вологого континентального клімату. Такий тип клімату поширюється в помірному широтному поясі Північної Америки від східної частини Великих рівнин до Атлантичного узбережжя, а в південно-східній Європі – у низов'ях Дунаю. Подібні кліматичні умови виражені також у північно-східному Китаї і центральній Японії. Тут також переважає західний перенос. Середня температура найбільш теплого місяця +22 °С (але температури можуть перевищувати 38 °С), літні ночі теплі. Зими не такі холодні, як в областях вологого континентального клімату з коротким літом, але температура іноді опускається нижче 0 °С. На узбережжях річні амплітуди температур зменшуються. Найчастіше в умовах вологого континентального клімату з довгим літом випадає від 500 до 1100 мм опадів у рік. Найбільшу кількість опадів приносять літні грозові зливи в період вегетаційного сезону. Узимку дощі і снігопади в основному бувають при проходженні циклонів і пов'язаних з ними фронтів.

Морський клімат помірних широт притаманний західним узбережжям материків, насамперед північно-західній Європі, центральній частині Тихоокеанського узбережжя Північної Америки, південній частині Чилі, південно-східній Австралії і Новій Зеландії. На хід температури повітря пом'якшуючий вплив мають переважні західні вітри, що дують з океанів. Зими м'які із середніми температурами найбільш холодного місяця вище 0 °С, але, коли узбережжя досягають потоки арктичного повітря, бувають і морози.

Літо в цілому досить тепле; при вторгненнях континентального повітря вдень температура може на короткий час підвищуватися до 38 °С. Цей тип клімату з невеликою річною амплітудою температур є найбільш помірним серед кліматів помірних широт. Наприклад, у Парижі середня температура січня 3 °С, липня 18 °С. У районах помірного морського клімату середня річна сума опадів коливається від 500 до 2500 мм. Найбільш зволожені навітряні схили прибережних гір. У багатьох районах опади випадають досить рівномірно протягом року, виключенням є північно-західне Тихоокеанське узбережжя США з дуже вологою зимою. Циклони, що рухаються з океанів, приносять багато опадів на західні материкові окраїни. Узимку, як правило, тримається хмарна погода зі слабкими дощами і рідкими короткочасними снігопадами. Для узбереж звичайними є тумани, особливо влітку і восени.

Вологий субтропічний клімат характерний для східного узбережжя материків до півночі і півдня від тропіків. Основні області поширення – південний схід США, деякі південно-східні райони Європи, північ Індії, східний Китай і південна Японія, північно-східна Аргентина, Уругвай і південь Бразилії, узбережжя провінції Натал у Південній Африканській Республіці і східне узбережжя Австралії. Літо у вологих субтропіках тривале і спекотне, з такими ж температурами, як і в тропіках. Середня температура найтеплішого місяця перевищує 27 °С, а максимальна 38 °С. Зими м'які, із середніми місячними температурами вище 0 °С, але випадкові заморозки впливають на плантації овочів і цитрусових. У вологих субтропіках середні річні суми опадів коливаються від 750 до 2000 мм, розподіл опадів за сезонами досить рівномірний. Узимку дощі і рідкі снігопади приносяться головним чином циклонами. Влітку опади випадають в основному у вигляді грозових злив, пов'язаних з потужними течіями теплого і вологого океанічного повітря, характерними для мусонної циркуляції Східної Азії. Урагани (чи тайфуни) спостерігаються наприкінці літа і восени, особливо в північній півкулі.

Субтропічний клімат із сухим літом типовий для західних узбереж материків до півночі і півдня від тропіків. У Південній Європі і Північній Африці такі кліматичні умови характерні для узбереж Середземного моря, що стало причиною називати цей клімат також середземноморським. Такий же клімат у південній Каліфорнії, центральних районах Чилі, на крайньому півдні Африки й у ряді районів на півдні Австралії. В усіх цих районах спекотне літо і м'яка зима. Як і у вологих субтропіках, узимку зрідка бувають морози. У внутрішніх районах улітку температури значно вище, ніж на узбережжях, і часто такі ж, як у тропічних пустелях. Улітку на узбережжях, біля яких проходять океанічні течії, нерідко бувають тумани.

Максимум опадів пов'язаний із проходженням циклонів узимку, коли переважні західні повітряні потоки зміщуються в напрямку до екватора. Вплив антициклонів і спадні потоки повітря над океанами обумовлюють сухість літнього сезону. Середня річна кількість опадів в умовах субтропічного клімату коливається від 380 до 900 мм і досягає максимальних величин на узбережжях і схилах гір. Улітку зазвичай опадів не вистачає для нормального росту дерев.

Семіаридний клімат помірних широт (синонім – степовий клімат) характерний переважно для внутрішньоматерикових районів, віддалених від океанів (джерел вологи) і переважно розташованих у дощовій тіні високих гір. Основні райони із семіаридним кліматом – міжгірні улоговини і Великі рівнини Північної Америки і степу Центральної Євразії. Спекотне літо і холодна зима обумовлені внутрішньоматериковим положенням у помірних широтах. Принаймні один зимовий місяць має середню температуру нижче 0 °С**,** а середня температура найтеплішого літнього місяця перевищує 21 °С**.** Температурний режим і тривалість безморозного періоду істотно змінюються в залежності від широти. Термін «семіаридний» застосовується для характеристики цього клімату, тому що він менш сухий, ніж власне аридний клімат. Середня річна сума опадів не досягає 500 мм, але більше 250 мм. Оскільки для розвитку степової рослинності в умовах більш високих температур необхідна більша кількість опадів, широтно-географічне і висотне положення місцевості визначають кліматичні зміни. Для семіаридного клімату не існує загальних закономірностей розподілу опадів протягом року. Наприклад, у районах, що межують із субтропіками із сухим літом, відзначається максимум опадів узимку, у той час як у районах, суміжних з областями вологого континентального клімату, дощі випадають в основному влітку. Циклони помірних широт приносять велику частину зимових опадів, що часто випадають у вигляді снігу і можуть супроводжуватися сильними вітрами. Літні грози нерідко супроводжуються градом.

Аридний клімат помірних широт притаманний головним чином центральноазіатським пустелям, а на заході США – лише невеликим ділянкам у міжгірних улоговинах. Температури такі ж, як у районах із семиаридним кліматом, однак опадів тут недостатньо для існування суцільного природного рослинного покриву, і їх середня річна кількість зазвичай не перевищує 250 мм. Як і в семиаридних кліматичних умовах, кількість опадів, що визначає аридність, залежить від термічного режиму.

Семиаридний клімат низьких широт в основному типовий для окраїн тропічних пустель (наприклад, Сахари і пустель Центральної Австралії), де спадні потоки повітря в субтропічних зонах високого тиску виключають випадання опадів. Від семиаридного клімату помірних широт розглянутий клімат відрізняється дуже спекотним літом і теплою зимою. Середні місячні температури вище 0 °С, хоча узимку іноді спостерігаються заморозки, особливо в районах, найбільш віддалених від екватора і розташованих на великих висотах. Кількість опадів, необхідних для існування суцільної природної трав'янистої рослинності, тут вище, ніж у помірних широтах. У приекваторіальній смузі дощі йдуть в основному влітку, тоді як на зовнішніх (північних і південних) окраїнах пустель максимум опадів припадає на зимовий період. Опади здебільшого випадають у вигляді грозових злив, а узимку дощі приносяться циклонами.

Аридний клімат низьких широт. Це спекотний сухий клімат тропічних пустель, що простираються уздовж північного і південного тропіків, які більшу частину року знаходяться під впливом субтропічних антициклонів. Порятунок від виснажливої літньої спеки можна знайти лише на узбережжях, які омиваються холодними океанічними течіями, або в горах. На рівнинах середні літні температури помітно перевищують 32° С, зимові зазвичай вище 10 °С. На більшій частині цього кліматичного району середня річна сума опадів не перевищує 125 мм. Бувають випадки, коли на багатьох метеорологічних станціях кілька років підряд узагалі не реєструються опади. Іноді середньорічна сума опадів може досягати 380 мм, але і цього все-таки досить лише для розвитку розрідженої пустельної рослинності. Найбільш посушливі райони розташовані уздовж західних берегів Південної Америки й Африки, де холодні океанічні течії перешкоджають формуванню хмар і випаданню опадів. На цих узбережжях часто бувають тумани, що утворюються за рахунок конденсації вологи в повітрі над більш холодною поверхнею океану.

Перемінно-вологий тропічний клімат. Райони з таким кліматом розташовані в тропічних субширотних поясах, на кілька градусів північніше і південніше екватора. Даний клімат називається також мусонним тропічним, тому що переважає в тих частинах Південної Азії, що знаходяться під впливом мусонів. Перемінно-вологий тропічний клімат також поширений в тропіках Центральної і Південної Америки, Африки і Північної Австралії. Середні літні температури становлять близько 27 °С, а зимові – близько 21 °С. Найбільш спекотний місяць, як правило, передме літньому сезону дощів. Середньорічна кількість опадів коливається від 750 до 2000 мм. Протягом літнього дощового сезону визначальний вплив на клімат робить внутрішньотропічна зона конвергенції. У районах поширення даного клімату часто бувають грози, іноді протягом тривалого часу зберігається суцільна хмарність із затяжними дощами. Зима суха, тому що в цей сезон панують субтропічні антициклони. У деяких районах дощі не випадають протягом двох-трьох зимових місяців. У Південній Азії вологий сезон збігається з літнім мусоном, що приносить вологу з Індійського океану, а узимку на дану територію поширюються азіатські континентальні сухі повітряні маси.

Вологий тропічний клімат, чи ***клімат вологих тропічних лісів,*** розповсюджений в екваторіальних широтах у басейнах Амазонки в Південній Америці і Конго в Африці, на півострові Малакка і на островах Південно-Східної Азії. У вологих тропіках середня температура будь-якого місяця не менше 17 °С, середня місячна температура близько 26 °С. Як і в перемінно-вологих тропіках, через високе полуденне стояння Сонця над обрієм і однакову тривалість дня протягом усього року, сезонні коливання температури невеликі. Вологе повітря, хмарність і густий рослинний покрив перешкоджають нічному охолодженню і підтримують максимальні денні температури нижче 37 °С. Середня річна кількість опадів у вологих тропіках коливається від 1500 до 2500 мм, розподіл по сезонах зазвичай досить рівномірний. Опади в основному пов’язані з внутрішньотропічною зоною конвергенції, що розташовується дещо північніше екватора. Сезонні зсуви цієї зони до півночі і півдня в деяких районах приводять до формування двох максимумів опадів протягом року, розділених більш сухими періодами. Щодня тисячі гроз прокочуються над вологими тропіками.

Клімати високогір’їв. У високогірних районах значна розмаїтість кліматичних умов спричинена широтно-географічним положенням, орографічними бар’єрами і різною експозицією схилів стосовно Сонця і повітряних потоків, що несуть вологу. Нижня границя вічних снігів опускається до полюсів, досягаючи рівня моря в полярних районах. Подібно їй і інші границі висотних термічних поясів

знижуються в міру наближення до високих широт. Навітряні схили гірських хребтів одержують більше опадів. На гірських схилах, відкритих для вторгнень холодного повітря, можливе зниження температури. У цілому для клімату високогір'їв характерні більш низькі температури, більш висока хмарність, більша кількість опадів і більш складний вітровий режим, ніж для клімату рівнин на відповідних широтах. Характер сезонних змін температур і опадів у високогір'ях зазвичай такий же, як і на прилягаючих рівнинах.

7.3. ДИНАМІКА КЛІМАТУ

7.3.1. Фактори, що впливають на зміну клімату

Антропогенний вплив на клімат може бути навмисним, тобто свідомо чиненим, і ненавмисним, тобто мимовільним, пов'язаним з людською діяльністю, що переслідме зовсім інші цілі.

Природні фактори впливу на клімат можна поділити на кілька груп:

- астрономічні;
- геофізичні;
- метеорологічні.

Група *астрономічних факторів* включає радіацію Сонця, положення і рух Землі в сонячній системі, нахил її осі обертання до площини орбіти і швидкість обертання. Це всі зовнішні кліматоутворюючі фактори, які пов'язані з впливом на рух Землі інших тіл сонячної системи і визначаються інсоляцією (опроміненням сонячною радіацією) і гравітаційними впливами (створення припливів – відливів і коливання в русі Землі по її орбіті і навколо власної осі). Цілком можливо, що глобальні коливання клімату в далекому минулому нашої планети були пов'язані зі змінами параметрів земної орбіти і нахилу земної осі. Цієї точки зору дотримується група вчених – послідовників югославського астрофізика Миланковича.

Група *геофізичних факторів* пов'язана з властивостями Землі як планети: її розмірами і масою, внутрішніми джерелами тепла, власними магнітними і гравітаційними полями, особливостями земної поверхні і її взаємодією з атмосферою. Вплив факторів даної групи на значному відрізку часу, протягом якого поверхня нашої планети зберігає її сучасний вигляд, можна вважати стабільним. Однак у більш віддаленому минулому вони могли істотно змінювати земний клімат. Досить указати на рухливість материків, зміни в розподілі ділянок суші і морів, конфігурації і висоти гірських хребтів тощо.

Нарешті, група *метеорологічних факторів* охоплює основні характеристики атмосфери і гідросфери, їхню масу і хімічний склад. Вміст в атмосфері термодинамічно активних домішок, таких як вода і вуглекислий газ, а також аерозолів, має вирішальне значення для формування земного клімату, і коливання їхньої кількості, можливо, є причиною зміни клімату нашої планети – як у минулому, так і в майбутньому.

7.3.2. Зміни земного клімату в минулому і їх причини

Наука накопичила багато свідчень про зміни земного клімату в минулому, але не може сказати майже нічого достовірного про причини, що викликали ці зміни.

Можна вважати доведеним, що за всю історію Землі клімат змінювався неодноразово, і в цілому багато мільйонів років тому він був більш теплим. Однак вже в межах декількох останніх мільйонів років було принаймні чотири льодовикові епохи зі значним похолоданням клімату в середніх широтах північної півкулі, коли температура була нижче сучасної на 5 °С, а в міжльодовиковий час підвищувалась на кілька градусів, залишаючись у перший міжльодовиковий період на кілька градусів нижче її сучасного значення, а в два наступні – на кілька градусів вище нього. У льодовикові епохи значні простори полярних і помірних широт північної півкулі були покриті льодами, а на вільних від льоду ділянках клімат був значно суворіше і сухіше сучасного.

З чотирьох льодовикових епох найбільш давня – ***гюнц-небраська*** (початок – близько 1 млн. років тому, кінець – близько 600 тис. років тому), відома по льодовиках, що вкривали територію Західної Європи, Канади і частини США. Потім льодовики відступили, а після кількох сотень тисяч років потепління почалося нове зледеніння в Європі й у Північній Америці, що одержало назву ***миндельсько-оксько-канзаського*** (приблизно 500-250 тис. років тому). Потім прийшла Велика міжльодовикова епоха з дуже теплим кліматом у північній півкулі, за якою пішло нове, найбільш інтенсивне зледеніння, ***русько-дніпровсько-ілінойське*** (приблизно 200-100 тис. років тому), при якому льодовики в Східній Європі досягли 48° пд. ш. Нове потепління викликало відхід льодовиків за межі континентів Євразії і Північної Америки. Останнє, велике зледеніння – ***вюрмсько-висло-валдайсько-висконсинське***, розпочалося близько 75 тис. років тому і закінчилося приблизно 40 тис. років тому. Потепління, що прийшло на зміну останньому зледенінню, триває і в наш час. Воно досягло максимуму в північних широтах у так звану епоху вікінгів (кінець минулого – початок нинішнього тисячоріччя), коли вихідці зі Скандинавії – вікінги – досягли по вільних від льоду водах Північної

Атлантики Ісландії, Південної Гренландії і навіть Лабрадору і Ньюфаундленду в Північній Америці і розпочали їх заселення. Однак у XII столітті з'явилися перші ознаки припинення потепління, і в XV–XVII століттях почалося мале зледеніння, чи малий льодовиковий період, за часи якого льоди знову скували всю Гренландію, льодовики Альп просунулися в долини Центральної Європи і викликали дуже суворі зими у всьому помірному поясі Європи. Чергове потепління почалося наприкінці XIX століття.

7.3.3. Коливання клімату в XX–XXI сторіччі

Наявність систематичних спостережень на великій мережі станцій в обох півкулях Землі дозволяє скласти повну картину коливань клімату з початку сторіччя і до наших днів. Потепління, що почалося в минулому сторіччі, досягло максимуму в 20–30-і роки і виявилося найбільш істотним в Арктиці, де зимові температури повітря підвищилися в Гренландії на 5 °С, а на Шпицбергені – майже на 8-9 °С. Повсюдно відступали льодовики в Європі, Азії, Канаді, у горах стала більш високою границя сніжного покриву. В арктичних морях зменшилися в розмірах острови, покриті льодовиком, а деякі з них зникли зовсім – на їхньому місці залишилися лише підводні банки. У північній півкулі відступила до півночі границя вічної мерзлоти, а площа льодів в арктичних морях скоротилася наполовину. На 1,5-2°С тепліше стали води в Баренцевому морі й у Північному Льодовитому океані, що привело до широкої міграції на північ промислових риб – тріски, оселедця і розширення ареалу ссавців і птахів. Потепління спостерігалося й у південній півкулі, тобто мало глобальний характер, хоча в середніх і низьких широтах воно не було інтенсивним. У масштабах півкуль воно склало близько половини градуса. Наприкінці 40-х років потепління змінилося незначним похолоданням, що, однак, не було глобальним, зокрема не відзначалося в Австралії. Але в північній півкулі почався наступ льодовиків, зросла площа полярних льодів. Наприкінці 50-х років приземна температура повітря в північній півкулі упала нижче середнього значення, але до 60-х років знову трохи піднялася.

У 70-і роки намітилося невелике потепління, яке було нестійким. Що спостерігається зараз, точно сказати не можна. У залежності від того, яка кількість і які саме метеорологічні станції земної кулі залучати для підрахунку і якою користуватися методикою розрахунків, можна одержати різні результати, прямо протилежні за своїм характером. Одні вчені схильні вважати, що потепління продовжується і земний клімат поступово буде наближатися до такого, який був у пліоцені. Інші, навпаки, вважають,

що потепління безповоротно закінчилося і Земля стоїть на передодні нової льодовикової епохи...

Коливання клімату, подібні тим, що відбуваються зараз, неодноразово мали місце й у порівняно недалекому минулому – періоди тривалістю 15-25 років, кожний з потеплліннями і похолоданнями, протягом трьох останніх сторіч спостерігалися не раз. Так, відома дуже сувора зима 1739/40 року в Європі, подібна з зимою 1978/79 року. Пам'ятні суворі зими 1809, 1912, 1941/42, 1949/50, 1955/56, 1965/66 років і, навпаки, дуже теплі зими 1924/25, 1948/49, 1951/52, 1956/57 і 1975/76 2020/21 років. Але всі ці коливання мали природний характер, вони не були пов'язані з втручанням людини.

У той же час. через діяльність людини процеси зміни клімату набирають обертів і з кожним роком стають інтенсивнішими. На всіх континентах планети почастішали лісові пожежі, довготривала спека, руйнівні зливи, посухи, паводки та інші екстремальні погодні явища. Їх кількість зростає пропорційно з підвищенням температур. Те, що раніше вважалося «паводком» чи «посухою» століття, через 80 років може стати щорічним явищем. Наша планета нагрівається набагато швидше, ніж прогнозували. Однак людство ще може запобігти зміні клімату та адаптуватися до неї.

Про це йдеться у ***Шостому звіті Міжурядової групи експертів ООН із питань зміни клімату (IPCC) «Зміна клімату 2021: Основа фізичної науки»*** (далі Звіт). Автори доповіді – 234 експерти з 66 країн світу вважають – ще можна все виправити. Для цього треба істотно скоротити викиди в атмосферу парникових газів та інших шкідливих речовин.

Експерти зазначають, що підвищення температури та невідворотність кліматичних змін напряму залежать від рівня майбутніх викидів парникових газів.

Звіт показує, що головною причиною підвищення температури на планеті на 1,1° С градуса є діяльність людини. Прогнозується, що у найближчі 20 років температура досягне або перевищить 1,5 градуса.

Як зазначено у Звіті, ***зміна клімату у XXI сторіччі призводить до безлічі непрогнозованих наслідків:***

- змінюється вся кліматична система Землі, і це позначається на стані атмосфери, океанів, льодових покривів і поверхні Землі;
- посилюється кругообіг води. Через це в одних регіонах відбуваються інтенсивні опади та руйнівні паводки, а в інших – екстремальні посухи;
- через підйом рівня моря прибережні райони частіше потерпають від паводків, ерозії ґрунту та затоплення. Якщо раніше екстремальні зміни рівня моря траплятися один раз у 100 років, ближче до кінця XXI століття, це відбуватиметься щороку.

Вчені застерігають, що людство не зможе запобігти кліматичній катастрофі, якщо не пришвидшить скорочення викидів парникових газів. Це означає, що кроки, які зроблені за останні десятиліття, недостатні.

Єдиний шлях зупинити потепління до 1,5° С – швидка реалізація більш амбітних заходів скорочення викидів – посилення енергоефективності, розвитку відновлюваної енергетики, електрифікації транспорту, термомодернізації будівель, збереження лісів та природних територій, тощо.

Україна є однією з 110 країн, які вже подали свої оновлені Національно визначені внески до Паризької угоди до Секретаріату Рамкової конвенції ООН про зміну клімату. У цьому документі задекларована наша нова кліматична ціль, яка передбачає необхідність до 2030 року скоротити викиди парникових газів до рівня 35 % порівняно з 1990 роком. Це допоможе стримати зростання середньої глобальної температури нижче 2°С.

Ключові меседжі Звіту:

Глобальне потепління прискорюється – останні п’ять років були найспекотнішими за всю історію спостережень з 1850 року. У серпні 2021 року побитий температурний рекод Європи – на о. Сіцилія зафіксовано температуру +48,8 °С (до цього офіційно визнаним рекордом для Європи була температура 48 °С, зафіксована 10 липня 1977 року в Афінах). Це свідчить про те, що за усіма сценаріями викидів, що розглядають вчені, підвищення температури до 1,5°С буде досягнуто до 2040 року. Якщо ж викиди вуглецю не скоротяться упродовж найближчих років, цей поріг перейдуть раніше.

Природні поглиначі CO_2 – ліси, ґрунти і океани наразі демонструють ознаки насичення, що свідчить про те, що відсоток антропогенного вуглецю, що поглинається ними, буде знижуватися.

Світовий океан піднявся приблизно на 20 см з 1900 року. Темпи підвищення потроїлися за останнє десятиліття, а рівень моря вже в цьому столітті підвищиться більш ніж на півметра.

Відмова від скорочення викидів метану ставить під ризик цілі Паризької угоди. Вчені зазначають, що CH_4 затримується в атмосфері не так довго, як CO_2, але набагато ефективніше утримує тепло. Зараз в атмосфері найвищий рівень CH_4 принаймні за 800 000 років. Це свідчить про те, що викиди CH_4 потребують особливої уваги і їх також потрібно зменшувати.

Також в доповіді наголошується, що діяльність людини – головна і беззаперечна причина глобального потепління. А кліматичні катастрофи є його наслідками. Вчені вже прогнозують збільшення кількості фаз екстремальної спеки, теплі пори роки стануть довшими, а холодніші – коротше. Не виключено, що Арктика вже до 2050 року буде практично повністю звільнятися від льоду як мінімум один раз на рік у вересні.

Запобігти найстрашнішим наслідкам і змінити ситуацію можна лише удвічі скоротивши викиди вуглецю до 2030 року. Тоді до середини століття можливо зупинити зростання температури і уникнути кліматичних катастроф. Також необхідно зменшувати викиди парникових газів за допомогою використання відновлюваних джерел енергії та висаджування дерев.

Запитання для самоперевірки з розділу 7

1. Кліматотворні процеси.
2. Географічні фактори клімату.
3. Радіаційний і тепловий режим кліматичної системи.
4. Географічний розподіл по земній кулі сумарної радіації.
5. Радіаційний і тепловий баланс земної поверхні.
6. Радіаційний баланс атмосфери і системи Земля-атмосфера.
7. Основні закономірності географічного розподілу складових теплового балансу.
8. Географічні фактори формування клімату.
9. Класифікація кліматів Кепена.
10. Класифікація кліматів Б. П. Алісова.
11. Класифікація кліматів Л. С. Берга.
12. Классифікації клімату А. А. Григор’єва і М. І. Будико.
13. Кліматичні пояси.
14. Зміни і коливання клімату.
15. Природні й антропогенні чинники змін клімату.
16. Особливості формування клімату України.
17. Розподіл по території України складових радіаційного і теплового балансу.
18. Температурний режим території України.
19. Розподіл опадів по території України.
20. Коефіцієнти зволоження різних регіонів України.
21. Повітряні маси, що діють в Україні.
22. Особливості циркуляційних процесів в окремі сезони.
23. Загальні закономірності просторового розподілу метеорологічних величин.
24. Небезпечні стихійні явища (зливи, ожеледь, сильний вітер тощо).
25. Динаміка клімату.
26. Зміни клімату у геологічному минулому.
27. Зміни клімату в історичну епоху.
28. Сучасне потепління.
29. Причини сучасних коливань клімату.
30. Зусилля світової спільноти для стримання глобальних кліматичних змін.

РОЗДІЛ 8

ЕКОЛОГІЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

8.1. ПОНЯТТЯ МІКРОКЛІМАТУ МІСТА

З поступовим розвитком кліматології поняття про клімат дещо диференціюється, і у даний час поряд з макрокліматом виділяють мікроклімат. Причина, яка спонукала виокремити мікроклімат в об'єкт самостійних досліджень, крім специфічних особливостей, обумовлених дещо меншими масштабами, полягає у тому, що, по-перше, саме у зоні мікроклімату протікає значна частина виробничої діяльності людини і, по-друге, вона найбільш вразлива відносно негативного впливу з боку діяльності людини.

Різниця у масштабах явищ визначається як масштабами кліматоутворювальних факторів, так і близькістю досліджуваних шарів повітря до діяльної поверхні – джерела тепла і вологи, над якою основний спосіб передачі всіх властивостей повітря (тепла, вологості, запиленості тощо) – турбулентний обмін – у сотні і тисячі разів менше, ніж у вільній атмосфері. Отже, саме масштаби явищ і були покладені в основу виділення мікроклімату.

Під *макрокліматом* ми розуміємо кліматичні явища, які визначаються факторами великого масштабу: процесами загальної циркуляції, географічною широтою місцевості, віддаленістю від океанів і морів, макрорельєфом. Виходячи з цього положення, макрокліматичні явища можна спостерігати лише за умови відсутності місцевих особливостей діяльного шару повітря, тобто на висоті декількох десятків та сотень метрів. Отже, макроклімат – це клімат великих географічних територій та акваторій, яким притаманні цілісність та однорідність ознак, умов циркуляції атмосфери.

Мезоклімат місцевості визначається кліматоутворювальними факторами меншого масштабу: мезорельєфом, рослинними масивами тощо. З огляду на це виділяють мікроклімат лісу, галявини, долини, міста тощо.

Особливості мезоклімату виявляються в шарі повітря, вимірюваному десятками і навіть сотнями метрів, але з висотою вони слабшають. Спостереження на висоті, що вимірюються метрами і десятками метрів, у різних умовах місцевого клімату дають вертикальні і горизонтальні градієнти температури, вологості та швидкості вітру, що у багато разів перевищує відповідні макрокліматичні градієнти.

Мікроклімат об'єднує явища, що відбуваються в шарі повітря 1,5–2,0 м над поверхнею ґрунту, у безпосередній залежності від властивостей діяльного шару: мікрорельєфу, характеру рослинності тощо. Особливістю приземного шару повітря є виключно великі вертикальні градієнти температури, вітру і вологості. Якщо перерахувати градієнти температури повітря на 100 м, то вони будуть виражатися сотнями і навіть тисячами градусів. Ці явища не виходять звичайно за межі зазначеного шару повітря, але вони мають дуже велике практичне значення, оскільки саме у цьому шарі протікає більша частина діяльності людини і саме цей шар найбільш доступний активному впливу людини. Адже, змінюючи особливості підстильної поверхні, наприклад розрізняючи травостій або ущільнюючі ґрунт, ми змінюємо і мікроклімат.

Мезоклімат за масштабом займає проміжне положення між поняттями макро- та мікроклімату. Стабільність мезоклімату порівняно з мікрокліматом засвідчує необхідність врахування комплексу фізико-географічних особливостей території при детальному районуванні (наприклад, при плануванні міста, курорту, доріг, аеропортів тощо).

Для вивчення місцевого клімату використовують дані метеостанцій, отримані з урахуванням фізико-географічних умов.

Згідно з визначенням Всесвітньої метеорологічної організації під кліматом міста розуміється зміна локальних метеорологічних умов, що пов'язана із забудовою території у поєднанні з викидами в атмосферу забруднюючих речовин: газів та аерозолів.

Міський клімат належить до явищ мезомасштабу, які мають протяжність від кількох до десятків кілометрів по горизонталі і до кількох сотень метрів по вертикалі. Поле температури над містом характеризується однією або більш замкнутими ізотермами, які отримали назву міського острова тепла.

Клімат міста формується у процесах взаємодії природного та антропогенного компонентів середовища, а отже, визначається багатьма чинниками.

Основними антропогенними факторами, що впливають на клімат міста, є:

- розмір міста та його просторова організація;
- характер розміщення промислових підприємств (у контексті видів забруднення);
- види транспорту та організація транспортної мережі.

Значний вплив на клімат міста заподіює характер забудови території (мало- чи багатоповерхова), ступінь її озеленення, рельєф (природний чи штучний), експозиція схилів.

Забруднення атмосфери міст усілякими домішками антропогенного походження було помічено значно раніше, ніж були виявлені зміни інших характеристик стану атмосфери міст. Починаючи з середніх століть, сумну популярність отримав Лондон. І хоча було видано кілька указів королів (у 1273, 1306, 1533 рр.), що забороняють спалювати вугілля, повітряний басейн Лондона продовжував забруднюватися. Відомий англійський натураліст Дж. Евелін у 1661 р. писав: «У той час як в усіх інших місцях повітря прозоре і чисте, у Лондоні висить така хмара сірки, що сонце ледь проникає в місто, втомлений подорожній за багато миль, швидше відчує запах, ніж побачить місто, до якого він прагне».

Якщо у доіндустріальну епоху лише деякі великі міста страждали від забруднення, то починаючи з минулого століття таких міст стає все більше. Нині в усіх містах з населенням кілька сотень тисяч, і тим більше кілька мільйонів людей, під впливом антропогенних викидів сформувалася хмара («шапка»), домішок у вигляді щільного серпанку, що огортає місто.

Відзначимо один цікавий факт. Добре відомо, що з борту космічних кораблів об’єкти (дороги, річки, поля тощо) видно краще, ніж з малих і середніх висот (один американський астронавт написав, що з космосу прочитав навіть номер автомашини, що стояла у сільській місцевості). Пояснюється це тим, що на великих висотах відсутнє розсіяне світло, яке на малих і середніх висотах потрапляючи на сітківку ока спостерігача, зменшує контраст яскравості між об’єктом і фоном. З цієї ж причини з шахти або глибокого колодязя вдень можна бачити зірки. Проте жодному космонавту або астронавту не вдалося спостерігати з космосу які-небудь об’єкти (і навіть вулиці) у великому місті – вони приховані хмарою домішок, що має на фотографіях, зроблених з космічних кораблів, вид розмитої плями.

Забруднюючі речовини, що надходять з різних джерел у повітряний басейн міста, у поєднанні зі зміною властивостей земної поверхні (шорсткість, теплопровідність, альбедо тощо) і безпосередніми тепловиділеннями справляють істотний зворотний вплив на мікро- і мезокліматичний режим міста і його околиць. Під впливом цих чинників у містах відбулися певні (виявлені не тільки за даними інструментальних спостережень, а й нерідко суб’єктивних спостережень) зміни у полях температури і вологості повітря, швидкості вітру, радіації, видимості, кількості опадів, умов формування хмар і туманів. Зупинимося на аналізі результатів спостережень і поясненні збурень в полях метеовеличин у порівнянні з оточуючою місто природною (не забрудненою антропогенними домішками) місцевістю.

8.1.1. Тепловий режим міста

Відмінність температури повітря у місті від температури у його околицях, мабуть, вперше помітив у 1820 р. англійський вчений Люк Хоуард, який є автором першої роботи щодо клімату міста. За даними спостережень за 1807–1816 рр. він встановив, що різниця середніх місячних температур повітря у Лондоні і його передмістях коливається між 1,2°С і 0,27°С. Найбільша ця різниця вночі (близько 2°С), а вдень, за даними Хоуарда, у місті приблизно на 0,2°С холодніше, ніж на околицях. Для іншої європейської столиці – Парижа – відомості про термічний режим були опубліковані тільки у 1868 р. Рено писав: «... у цій димній атмосфері температура повітря повинна бути вищою, ніж в оточуючих Париж селах». За його даними, середнє значення температури – близько до 1°С. Рено вперше зазначив, що «...міста згладжують температурний хід, послаблюючи коливання температури, особливо найрізкіші. Цей ефект найбільш помітний під час вечірнього похолодання в ясну спокійну погоду, особливо при серпанку, що найчастіше огортає міста». Це дуже важливе зауваження, оскільки воно вказує на основний чинник формування різниці температур – розходження у радіаційних втратах тепла земною поверхнею у місті і його околицях. Цікавим є той факт, що у сільській місцевості кількість днів з температурою нижче нуля на 40 % більше, ніж у передмістях Парижа. За минулі (після піонерних робіт Хоуарда і Рено) більш ніж 100 років досить детально було досліджено (на підставі аналізу даних щоденних спостережень на станціях, телевежах і висотних щоглах; шляхом проведення спеціальних зйомок, вимірів з літаків, супутників тощо) метеорологічний і кліматичний режим багатьох міст на всіх континентах планети.

Як багаторічні (кліматичні) дані, так і дані спеціальних спостережень (зйомок) показують, що температура повітря у великому місті може істотно відрізнятися від температури повітря в околицях міста. Різниця температур частіше є позитивною (місто тепліше за околиці).

Усередині міста температура повітря (на рівні 2 м) в один і той самий момент також може змінюватись у досить широких межах. Найбільш високі значення температури спостерігаються, як правило, у центральній частині міста, а у напрямку до периферії температура знижується (ізолінії різниці температур практично є паралельними щодо зовнішнього кордону міста). При зміні напрямку вітру центральна частина області тепла зміщується у підвітряну частину міста. Таким чином, у середньому за рік температура повітря у центрі міста приблизно на 1°С вища, ніж на околицях. Особливо велике розходження в абсолютних мінімумах температури: різниця може досягати 7°С.

Як ці, так і наведені вище дані про різниці температур у Москві свідчать про те, що у формуванні острова тепла викиди антропогенного тепла не грають визначальної ролі (як на це зазначається у низці монографій і статей), оскільки взимку викиди ці є істотно більшими, ніж влітку (у той час як зростання температури влітку більше, ніж узимку).Через значне забруднення атмосферного повітря над територією міста формується острів тепла. *Міський острів тепла* – територія у внутрішній частині великого міста, що характеризується підвищеними у порівнянні з периферією міста температурами повітря. Основна причина виникнення острова тепла – порушення радіаційного і, як наслідок, теплового балансу через зміну величини його складових.

Інтенсивністю острова тепла називається різниця температур повітря між містом та прилеглими територіями в один і той самий час. Інтенсивність острова тепла тим більша, чим більші розміри міста і кількість населення та чим менші площі зелених насаджень.

Зміна теплового балансу міста пов’язана з наступними факторами:

- поглинання довгохвильової радіації аерозольними компонентами повітря, що стає причиною зменшення кількості теплової енергії, яка поглинається підстилаючою поверхнею;
- акумулювання теплової енергії поверхнею штучних покриттів міста (бетон, цегла, кераміка, метал, скло), які відзначаються доволі високим коефіцієнтом теплопровідності та теплоємності;
- зменшення альбедо всередині районів найбільш щільної забудови;
- велика кількість додаткових джерел тепла (наприклад, викиди промислових підприємств з підвищеною температурою та тепло від двигунів внутрішнього згоряння).

У денний час тепловий вплив міста може поширюватися по вертикалі до 0,6–1,5 км. Це стає можливим завдяки тому, що конвекція посилюється над більш теплою і шорсткою поверхнею великого міста. У нічний час, коли встановлюється стійка стратифікація, теплові відмінності відзначаються на менших висотах, ніж вдень.

У міській атмосфері відсутній чіткий добовий хід термічної стратифікації. Протягом доби приземний шар повітря (до 2 м) добре перемішується, тому вертикальні градієнти температури не завжди відповідають умовам чіткої стратифікаційної картини. Через те над містом завжди утворюється шар інверсії.

Влітку інтенсивність острова тепла зростає через відповідні радіаційні умови сезону. Взимку, коли інсоляція зменшується, інтенсивність острова поступово знижується. Однак, велику роль у цьому випадку грає емісія антропогенного тепла у містах, яка викликана внутрішнім обігрівом будівель.

8.1.2. Вітровий режим міста

Значний вплив на поле швидкості вітру біля поверхні землі має урбанізація. Майже в усіх дослідженнях відзначається, що у місті більше безвітряних днів, ніж у сільській місцевості, а максимальна швидкість вітру в середньому на 10–20% менша. Головною причиною порушення вітрового режиму урбанізованої території є шорсткість поверхні, яка стає причиною появи сил тертя, що відображається на швидкості вітру. Крім того, температурна стратифікація повітря над містом стає причиною посилення поривчастості вітру, оскільки температурні показники суттєво відрізняються як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках.

Зміни швидкості вітру залежать від:

- регіональних кліматичних умов;
- ступеня озеленення міста (на озеленених ділянках швидкість вітру може бути на 20–30% меншою, ніж на неозелененних);
- особливостей містобудування. Міські забудови змінюють вертикальний профіль швидкості вітру у приземному шарі атмосфери. Цікаво, що швидкість вітру, зазвичай зменшується всередині міста та часто має максимум трохи вище дахів будівель середнього рівня. Безумовно, поля швидкості вітру залежать від форми і співвідношення висот будівель, а також від кута напрямку потоку відносно площини будівельних споруд.

Оскільки у місті існує острів тепла, то, як і над будь-якою перегрітою поверхнею чи областю, над ним під впливом сили плавучості виникає висхідний рух повітря. У горизонтальній площині при цьому спостерігається конвергенція повітряних течій. Найбільш сильно острів тепла розвинений уночі. Тому і складові повітряних потоків, що спрямовані до центральної частини міста, вдається легше виявити і виміряти у нічні години. Як правило, складова швидкості вітру, яка виникає через наявність острова тепла, не перевищує 1 м/с.

Конвергенція повітряних течій є причиною того, що вночі вітер слабшає у місті не так сильно, як вдень, і часом може бути навіть сильнішим, ніж на околицях. Цей ефект особливо помітний при низькій швидкості вітру та інверсійній стратифікації приземного шару повітря. Невпорядковане розташування споруд і неоднорідність рельєфу місцевості призводять до того, що потоки вітру, які спрямовані до центру міста вдається виявити далеко не завжди, а якщо вони і спостерігаються, то їхній розподіл на території міста не настільки правильний (не концентричний), який міг би бути у випадку однорідної поверхні.

Можна зазначити, що нерідко рух повітря всередину міста загалом носить характер фронтальної хвилі: у межах щільно забудованої зони міста спостерігаються найбільші контрасти температур і пульсації швидкості більш холодного повітря, яке вночі втікає у місто. Конвергенція повіт-

ряних течій, яка спостерігається внаслідок існування острова тепла, сприяє перенесенню забруднюючих речовин з околиць міста до його центральної частини. З цієї точки зору розташування промислових підприємств на околицях міста не вирішує проблеми зниження рівнів забруднення у центрі міста: викиди підприємств, розташованих на околицях, конвергуючими потоками переносяться у центральну частину міста.

8.1.3. Режим вологості повітря міста

Поле вологості у місті змінюється під дією кількох факторів. Перший з них – це поява водонепроникного покриття на поверхні грунту. Дахи і бруківка сприяють швидкому видаленню опадів і скиданню в каналізацію. У центрі міст зазвичай мало рослинності, тому транспірація у містах набагато менша, ніж у його околицях. З іншого боку, у містах спалюється багато вуглеводнів. Кінцевий продукт цього процесу – вода. Крім того, у багатьох промислових процесах вивільняється водяна пара і випаровується велика кількість води. Так, велика кількість водяної пари біля поверхні землі утворюється з вихлопів автомобілів у результаті спалювання вуглеводнів.

Більшість даних свідчить про те, що відносна вологість повітря на висоті 2 м у місті є меншою, ніж на його околицях. Зниження відносної вологості є наслідком підвищення температури повітря всередині острова тепла і внаслідок зменшення транспірації в міських умовах. Зменшення сумарного випаровування у місті призводить до більш низької вологості міського повітря порівняно з вологістю повітря навколишньої місцевості. У вечірні години повітря міста охолоджується швидше.

У нічні години на околиці міста процеси конденсації можуть призвести до інверсії у розподілі вологості по висоті. Зменшення швидкості радіаційного охолодження підстилаючої поверхні у місті призводить до зниження ймовірності утворення роси, а наявність антропогенних джерел водяної пари і областей застійного повітря забезпечує великий парціальний тиск водяної пари у міській атмосфері.

Після сходу сонця випаровування крапель роси та інших видів вологи в околицях міста швидко збільшує вміст водяної пари у нижніх шарах атмосфери. Вдень розвиток термічної нестійкості знижує кількість водяної пари – і вологість міської атмосфери знову стає меншою. Великий вміст водяної пари вночі, таким чином, призводить до виникнення *острова вологи* над містом, як і острів тепла. Поле вологості у міській атмосфері добре корелює з просторовим розподілом острова тепла. Житлові квартали, особливо тісно забудовані будинками без рослинності і промислові райони, відповідають районам з більш сухим повітрям.

Атмосфера міста порівняно з його околицями відзначається більш розвиненою конвекцією і великою кількістю гігроскопічних ядер конденсації в атмосфері. Ці два фактори впливають на формування хмарності над містом. Посилення конвекції призводить до того, що у місті купчасті хмари утворюються раніше, ніж на його околицях.

Аеродинамічна шорсткість структури міста перешкоджає просуванню синоптичних систем. Якщо у такій системі відбуваються процеси, які сприяють утворенню опадів, то уповільнення її руху призведе до збільшення кількості опадів, що випали над територією міста.

Ще однією важливою причиною, що впливає на утворення опадів є забруднення атмосфери. Якщо забруднюючі речовини сприяють утворенню додаткових ядер конденсації, то можливим є як зменшення, так і збільшення опадів залежно від концентрації і властивостей антропогенних частинок. Однак слід вважати, що аеро- і термодинамічний вплив міста сильніше позначається на режимі опадів. Посилення опадів частіше спостерігається на підвітряному боці міста, а не над ним. Це пояснюється тим, що потрібен певний час, аби міські ядра конденсації і водяна пара сягнули рівня конденсації і краплі, що утворюються збільшились до розмірів крапель дощу. Найбільший вплив місто чинить на конвективні опади, включаючи інтенсивні зливи.

8.1.4. Радіаційний режим міста

Речовини, що забруднюють атмосферу міста справляють істотний вплив на потоки і притоки короткохвильової (сонячної) і довгохвильової радіації, а у підсумкку – на радіаційний баланс земної поверхні і забрудненого шару атмосфери.

За даними спостережень у кількох містах Центральної Європи, потік сонячної радіації ослаблений у місті порівняно з навколишньою сільською місцевістю на 29–36 %. Наприклад, у Кельні – великому промисловому місті ФРН – потік сумарної радіації на горизонтальну поверхню у середньому за рік становить 59 % від потоку в ідеальній (сухій і чистій) атмосфері, при коливаннях протягом року від 44 % у лютому до 69 % у червні.

Забруднюючі речовини не тільки мають здатність послаблювати потік сонячної радіації, але й змінюють його спектральний склад. Так, за даними спостережень, в Парижі у потоці сумарної радіації на частку ультрафіолетової радіації припадає 0,3% у центрі і 3,0 % – у передмісті, водночас частка видимої (43 і 40 %) та інфрачервоної (54 і 52 %) змінюється незначно.

Оскільки домішки поглинають і, відповідно до закону Кірхгофа, випромінюють інфрачервону радіацію, то, порівняно з околицями, у місті

збільшено зустрічне випромінювання атмосфери і, як наслідок, зменшено ефективне випромінювання земної поверхні. Взимку, а також у листопаді радіаційний баланс від'ємний як у місті, так і в околицях.

8.2. ВПЛИВ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ВЕЛИЧИН НА ПОШИРЕННЯ ЗАБРУДНЮЮЧИХ РЕЧОВИН

Найбільший вплив на рівень забруднення атмосфери у місті і його околицях має швидкість вітру. Важлива роль вітру обумовлена його динамічним впливом на всі споруди, що здіймаються над земною поверхнею, передусім такі, як опори ліній електропередач, водонапірні башти, труби теплових електростанцій та опалювальних систем, висотні будівлі.

На зміну концентрації домішки в часі у повітряному просторі міста істотний вплив має швидкість вітру та турбулентний приплив домішки, який також тісно пов'язаний зі швидкістю вітру.

З вітром тісно пов'язані інші метеовеличини, погода і клімат даного району загалом. Зустрічаючись з тією чи іншою перешкодою, вітер чинить на нього тиск (вітровий напір). Окремі споруди і місто загалом являють собою перешкоду, під впливом якої швидкість вітру у місті, як правило, ослаблена порівняно з околицями. Слід підкреслити, що всередині міста розподіл вітру, температури і вологості повітря відрізняється значною різноманітністю. Нижче дахів будівель напрямок вітру визначається розташуванням будівель і вулиць відносно до напрямку повітряного потоку над містом. У місті переважає напрямок вітру вздовж вулиць. При вітрі, що дме впоперек вулиць, його швидкість на підвітряному боці будівель у 2–3 рази менша, ніж на навітряному. Різниця температур повітря на освітленому та тіньовому боці вулиці при малохмарній погоді у літній день може сягати 5°С. В умовах вільної забудови за відсутності зелених насаджень істотного ослаблення вітру у житлових масивах не спостерігається.

Конвергенція повітряних течій служить причиною того, що вночі вітер слабшає у місті не так сильно, як вдень, і часом може бути навіть більше, ніж на околицях. Цей ефект особливо помітний при низькій швидкості вітру та інверсійній стратифікації. Так, у центрі Лондона швидкість вітру вночі (о 01 годині) у середньому за рік на 0,3 м/с більша, ніж в аеропорту; при зміні різниці від 0,1 м/с навесні до 0,6 м/с влітку. Можна відзначити, що нерідко рух повітря всередину міста носить характер фронтальної хвилі: у щільно забудованій зоні міста спостерігаються найбільші контрасти температур і швидкості холодного повітря.

Житлові і промислові будівлі, змінюючи швидкість і напрямок повітряного потоку, впливають на розподіл забруднюючих речовин всередині міста. У центрі проммайданчика концентрація домішок при вітрах протилежних напрямків приблизно однакова, але дещо перевищує середнє із значень концентрацій на підвітряному і навітряному боці. Найбільш значні концентрації домішок спостерігаються при швидкості вітру 2–4 м/с. Зміна швидкості вітру з висотою над містом описується за допомогою тих самих рівнянь і формул, які отримані для природних дуже шорстких поверхонь, зокрема для лісу. У рівняннях руху у разі таких поверхонь поряд з градієнтом тиску, коріолісовою силою і силою турбулентного тертя, необхідно врахувати силу опору, що виникає при взаємодії потоку з перешкодами.

В умовах міста виявляється наявність двох максимумів забруднення повітря залежно від швидкості вітру на рівні флюгера: при штилі і при швидкості вітру близько 4–6 м/с, що пов’язано з дією двох класів джерел – високих і низьких. Максимум при штилі більш чітко проявляється за наявності приземної інверсії, максимум при помірному вітрі – за її відсутності. В окремих містах, що мають форму, близьку до прямокутника або еліпсу, забруднення повітря зростає, коли вітер спрямований уздовж цього прямокутника або великої осі еліпса.

Для різних міст і сезонів характерними є наступні закономірності:

- при стійкій стратифікації забруднення повітря у місті зменшується з посиленням швидкості вітру;
- при нестійкій стратифікації максимум забруднення відзначається при швидкостях вітру, близьких до небезпечних.

Швидкість вітру на рівні приблизно 500–1000 м може охарактеризувати інтенсивність винесення за межі міста верхньої частини міської «шапки диму». Виявляється, що з посиленням вітру на цих висотах забруднення повітря у середньому дещо знижується. Водночас практично в усіх містах виявляється ефект зниження концентрацій при встановленні дуже слабкого вітру (1–2 м/с). На зазначених рівнях це може бути пов’язано із збільшенням підйому перегрітого над містом повітря.

8.2.1. Термічна стійкість атмосфери

Термічна стійкість характеризується вертикальною різницею температури повітря. У середньому забруднення повітря зростає, коли штиль супроводжується приземною інверсією, тобто у ситуації застою повітря.

Інверсії температури у нижній тропосфері виникають в результаті наступних явищ:

- охолодження земної поверхні внаслідок радіаційного випромінювання;

- охолодження приземного шару за рахунок витрат тепла на випаровування води або танення снігу;
- стік (переміщення) холодного повітря до нижньої частини рельєфу;
- на узбережжі морів у теплу пору року при морських бризах.

Інверсійна стратифікація особливо послабляє турбулентний обмін і, як наслідок, перенесення забруднюючих речовин від земної поверхні з приземного шару до більш високих шарів атмосфери. З цієї причини при утворенні інверсій домішки, що надходять з наземних джерел, зосереджуються поблизу земної поверхні і таким чином створюють високі рівні забруднення. Тому дослідженню інверсій температури як одному з найбільш важливих елементів метеорологічного потенціалу забруднення останніми десятиліттями приділяється велика увага. Детальне вивчення структури нижнього шару атмосфери товщиною у 300–500 м стало можливим лише завдяки організації спостережень на висотній метеорологічній щоглі Київської телевежі. Слід зауважити, що до організації подібних спостережень була поширеною думка, згідно з якою інверсії – порівняно рідкісне явище.

Всі інверсії умовно можна поділити на приземні (нижня межа збігається із земною поверхнею) і підняті (нижня межа розташована на деякій висоті). Інверсійний (аномальний) розподіл температури за висотою спостерігається більш ніж у половині випадків з досить рівномірним розподілом за сезонами року: взимку – у 57 % випадків, навесні – у 53 % випадків, влітку – у 47 % випадків і восени – у 56 % випадків. У сільській місцевості переважають приземні інверсії, у формуванні яких визначальну роль відіграють радіаційні втрати тепла земною поверхнею. Тому утворюються вони переважно вночі.

Підняті інверсії у сільській місцевості утворюються значно рідше. У великому місті загальна повторюваність обох видів інверсій настільки ж висока, як і у сільській місцевості. Обумовлено це насамперед забрудненням міського повітря антропогенними домішками, що мають вплив на потоки сонячної та інфрачервоної радіації, і зміною властивостей земної поверхні. У місті значно більший параметр шорсткості: залежно від висоти будинків та щільності забудови він змінюється від 0,5–0,7 до 3–5 одиниць порівняно з 10^{-3}–10^{-1} у сільській місцевості. Альбедо міст на є на 4–6 % меншим, ніж у сільській місцевості. Наприклад у Сент-Луїсі, США, альбедо – близько 11 %, а в околицях – 16 %.

Будь-яка маса газу при переміщенні в атмосфері вгору розширюється, а при переміщенні вниз – стискається відповідно до розподілу тиску в атмосфері по вертикалі. Якщо градієнт температури по вертикалі дорівнює 1^{o}C на кожні 100 м, то ці зміни обсягу протікають адіабатично, тобто без обміну теплом. При різних метеоумовах градієнт температури може бути

як більше, так і менше адіабатичного значення. При виникненні температурної інверсії він набуває протилежного знаку. Можливість перемішування повітряних мас можна визначити, порівнявши реальний температурний градієнт у навколишньому середовищі з адіабатичним вертикальним градієнтом температури.

Можливі варіанти розповсюдження потоку диму з високого поодинокого джерела при різних градієнтах температури у приземному шарі, показані на рис. 8.1.

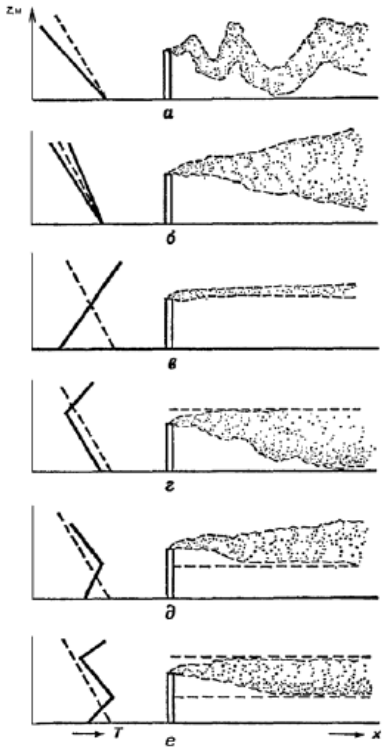


Рисунок 8.1. *Варіанти розповсюдження потоку диму з високого поодинокого джерела при різних градієнтах температури у приземному шарі*

***а – хвилеподібний потік, сильна нестійкість*;**

Нададіабатичний вертикальний температурний градієнт. Сильна конвективная турбулентність. Нестійкий стан атмосфери. Виникають клуби диму, забруднення інтенсивно розсіюється у великих обсягах. На окремих ділянках приземного шару можуть виявитися високі концентрації. Картина є характерною для ясних днів при нагріванні земної поверхні сонцем, при слабких вітрах.

***б – конусоподібний потік, стійкість близька до байдужої*;**

Малі температурні градієнти. Домінує дрібномасштабна механічна турбулентність. Атмосферний стан стійкий і умови розсіювання забруднюючих речовин менш сприятливі. Димовий факел має форму конуса. Велика частина домішок переноситься далеко у напрямку вітру, перш ніж у значних концентраціях досягне рівня землі. Картина є характерною для хмарних днів та ночей при помірних вітрах. Хмарність перешкоджає притоку сонячної радіації вдень і відтоку її від поверхні землі вночі.

***в – віялоподібний потік, поверхнева інверсія, сильна стійкість*;**

Великий негативний градієнт температури. Товстий інверсійний шар. Слабка механічна турбулентність.

Потік набуває віялоподібної форми і поширюється горизонтально. Перетин потоку наближається до еліптичного, забруднення відносяться на великі відстані. Земної поверхні досягають низькі концентрації домішок. Картина є характерною для безвітряних ясних ночей, коли земля охолоджується, випромінюючи тепло.

г – задимлюючий потік, піднесена інверсія вище горловини труби;

Інверсійний шар розташований вище гирла труби. Він є перешкодою для розсіювання викидів. Утворюється задимлюючий потік – і викиди спрямовуються на землю. Концентрація забруднень у приземному шарі може в десятки разів перевищувати норму.

Картина є характерною для раннього ранку після ночі зі стійкою інверсією: ранкове сонце нагріває землю, розвивається негативний температурний градієнт у напрямку від поверхні землі.

д – піднесений потік, інверсія нижче горловини труби;

Інверсія закінчується нижче гирла димової труби. Інверсійний шар служить природною перешкодою, що запобігає опусканню забрудненого потоку на землю. Забруднюючі речовини розсіюються у напрямку вітру і помітних приземних концентрацій не спостерігається. Картина характерна для полуденного часу або раннього вечора при ясному небі.

е – обмежений потік, інверсія – нижче і вище горловини труби.

При розміщенні інверсії як вище, так і нижче верхньої точки труби, утворюються умови для обмеженого потоку. Розсіювання домішок у цьому випадку відбувається тільки у шарі між двома стійкими областями атмосфери. Якщо при ослабленні вітру спостерігається інверсія, то може утворитися «стеля», що перешкоджає підйому викидів. Концентрація домішок над поверхнею землі різко зростає. Тому для стану атмосфери у містах більшу небезпеку становить приземна інверсія температури у поєднанні зі слабкими вітрами, тобто ситуація «застою повітря».

При застої практично відсутнє перенесення повітря і різко ослаблене його вертикальне перемішування. Разом з тим в умовах застою не завжди відзначається високий рівень забруднення повітря. Це означає, що поряд з процесом перенесення і розсіювання домішок існують інші фактори, що визначають рівень концентрацій домішок у місті.

Одним з таких факторів є термічний стан повітряної маси, що характеризується температурою повітря. У зимовий час найчастіше виявляється підвищення рівня забруднення при зниженні температури. У разі антициклонічної погоди, коли при низьких температурах повітря встановлюється стійка термічна стратифікація, створюються сприятливі

умови розсіювання забруднювачів. Але, при пониженні температури, збільшується кількість палива, що спалюється і, отже, кількість викидів шкідливих речовин в атмосферу. Таким чином, зростання забруднення повітря при зниженні температури пов'язане не з термічним станом повітряної маси, а з супутніми чинниками (зростанням обсягів викидів).

При слабких вітрах і при інших рівних умовах (погоди і викидів) забруднення атмосфери в місті у деяких випадках підвищується зі збільшенням температури повітря. Найбільш чітко це виявляється взимку в умовах застою повітря, що зберігається протягом усього дня. Таким чином, несприятливою є ситуація застою повітря у поєднанні з відносно високими температурами. Значне забруднення повітря виявляється також, коли взимку порівняно високі температури супроводжуються швидкістю вітру не більше 4–5 м/с. Такі умови відзначаються зазвичай у теплих секторах циклонів.

8.2.2. Вологість повітря та опади як фактори формування якості повітря

Опади вимивають домішки з атмосфери. Відновлення початкового рівня забруднення повітря у місті відбувається поступово, приблизно протягом 12 годин. Повітря найбільш чисте – відразу після випадання опадів. У перші 12 годин після їхнього випадіння повторюваність високих концентрацій є нижчою, ніж у наступні години і у середньому. Аналіз даних про концентрації домішок протягом 4 годин після закінчення опадів показує, що ступінь очищення повітря залежить від кількості опадів: чим більше їх випадає, тим чистішим є повітря. Зазначені залежності належать до загальноміського забруднення повітря, тобто того рівня забруднення, який формується за відсутності прямого впливу джерел викидів. При безпосередньому перенесенні викидів з боку об'єктів ефект вимивання домішок з повітря виявляється меншою мірою.

Забруднення атмосфери міста домішками, зміна температури повітря, швидкості вітру та інших метеовеличин не могло не позначитися на умовах формування і повторюваності таких важливих для вирішення прикладних задач явищах, як серпанкки, тумани і смоги, з якими пов'язане найбільш значне погіршення видимості в атмосфері. Під час спостережень туманів забруднення повітря підвищується. Тут відбувається поглинання домішок краплями. Однак ці домішки разом з краплями залишаються у приземному шарі повітря. За рахунок створення значних рівнів концентрацій відбувається перенесення домішок з навколишнього простору в область туману. Через це сумарна концентрація домішок зростає. Значну

небезпеку становить розташування над туманом факелів диму, які під впливом зазначеного ефекту поширюються у приземний шар повітря.

Серпанком прийнято називати такий стан атмосфери, при якому під впливом забруднення атмосфери домішками метеорологічна дальність видимості $S_м$ складає 1–10 км. При $S_м$<1 км явище носить назву туману. Проте вже при $S_м$<10 км частинки домішок, як правило, обводнені (утворюються краплі дощу), при цьому чим вище відносна вологість повітря, тим менше частка ядра конденсації у загальній масі краплі.

Забруднення атмосфери міст домішками антропогенного походження, звичайно ж, сприяє погіршенню видимості, зростанню повторюваності серпанків і зменшенню повторюваності станів з нормальною видимістю. Таким чином, погіршена видимість ($S_м$<10 км) на території міста чи промислових осередків відмічається частіше (приблизно у два рази).

Однак під впливом антропогенних домішок у місті істотно зростає повторюваність лише слабкого ($S_м$= 6–10 км) та помірного ($S_м$=2–6 км) серпану. Що ж до сильного серпанку ($S_м$=1–2 км) і особливо туману ($S_м$<1 км), то їхня повторюваність у великому місті не тільки не більша, але і менша, ніж на околицях: повторюваність станів з $S_м$<1 км у 2–3 рази менша, ніж в інших пунктах. Відзначимо, що більш часте утворення туманів спостерігається у містах порівняно з околицями. В якості причини виступають ядра конденсації, яких насправді у місті більше, ніж поза ним. Чим же саме у такому випадку пояснюється настільки парадоксальне за традиційними уявленнями і таке значне зменшення повторюваності туманів і частково сильних серпанків у великих містах, яке, безперечно, випливає з вище наведених даних?

Неважко зрозуміти, що визначальну роль у цьому явищі відіграє підвищення температури повітря у місті. Справді, для виникнення туману у місті температура повітря на околицях повинна впасти нижче точки роси. При цьому на околицях утворюється сильний (з великим вмістом води) туман, у місті ж – помірний або слабкий. Розсіюються у місті насамперед слабкі тумани. Таким чином, різниця у повторюваності туманів у місті і його околицях пов’язана насамперед зі слабкими і помірними туманами. Слід підкреслити, що підвищення температури впливає на утворення туманів лише у великих містах.

Трансформація серпанків в атмосфері може призвести до утворення смогу. Розрізняють наступні види смогів: фотохімічний, лондонський і крижаний.

Фотохімічний смог – це багатокомпонентна суміш газів і аерозольних частинок первинного і вторинного походження (рис. 8.2). Основними компонентами смогу є озон, нітроген та оксиди сірки, численні органічні сполуки перекисної природи, які разом називаються фотооксидантами.

Рисунок 8.2. *Фотохімічний смог*

Фотохімічний смог утворюється у результаті фотохімічних реакцій за певних умов:

- наявності в атмосфері високої концентрації оксидів нітрогену, вуглеводнів та інших забруднювачів;
- інтенсивної сонячної радіації;
- безвітря або дуже слабкого обміну повітря у приземному шарі при потужній інверсії.

Стійка безвітряна погода, яка завжди супроводжується інверсіями, потрібна для створення високої концентрації реагуючих речовин. Такі умови виникають *частіше у червні–вересні, а рідше – узимку*. Під час тривалої ясної погоди сонячна радіація стає причиною розщеплення молекул діоксиду нітрогену та утворення оксиду нітрогену й атомарного кисню. Атомарний кисень із молекулярним киснем утворюють озон. Здавалося б, останній, окиснюючи нітроген оксид, повинен знову перетворюватися на молекулярний кисень, а нітроген оксид – на діоксид. Але цього не трапляється. Нітроген оксид вступає у реакцію з олефінами вихлопних газів, які при цьому розщеплюються за подвійним зв’язком й утворюють уламки молекул і надлишок озону. У результаті тривалої дисоціації нові маси двооксиду нітрогену розщеплюються і дають додаткові кількості озону. Починається циклічна реакція, результатом якої стає поступове накопичення озону. Цей процес у нічний час переривається. В свою чергу озон вступає у реакцію з олефінами. В атмосфері накопичуються різні перекиси, які в сумі й утворюють характерні для фотохімічного туману оксиданти. Останні стають джерелом так званих вільних радикалів, що вирізняються особливою реактивною здатністю.

Рисунок 8.3. *Вологий смог лондонського типу*

Такі смоги – нерідкісне явище над Лондоном, Парижем, Лос-Анджелесом, Нью-Йорком й іншими містами Європи та Америки. Вони вкрай небезпечні для дихальної та кровоносної систем і часто бувають причиною передчасної смерті міських жителів або послабленням здоров'я. В Україні такий тип смогу найчастіше утворюється над Дніпропетровськом.

Лондонський смог формується за вологості повітря близько 100 %, температурі 0°С, тривалій штильовій погоді та високій концентрації продуктів згоряння твердого і рідкого палива (SO_2, сажа, NO_x і CO). Спостерігається частіше в осінньо-зимовий період, характерний для помірних широт із вологим морським кліматом.

Смог отримав свою назву після того, як у Великобританії відбулася у грудні 1952 р. катастрофічна ситуація, пов'язана з високою забрудненістю повітря та тривалим штилем протягом двох тижнів.

У цей період різко підвищилася кількість легеневих і серцево-судинних захворювань, смертність збільшилася більше, ніж у 10 разів. Подібні ситуації повторювалися у грудні 1956 та січні 1957 р. Завдяки вжитим заходам із обмеження пилогазових викидів, забруднення атмосферного повітря у Лондоні значно знизилося. Так, у період з 1952 по 1970 р. викиди сажі під час опалювання житлових будинків скоротилися з 130 тис. т на рік до 10 тис. т, а від промислових підприємств з 50 тис. т до 5,0 тис. т на рік. Сильний туман, що утворився у грудні 1972 р. і висів над містом упродовж двох тижнів, цього разу не викликав серйозних наслідків для населення.

Смог на кшталт лондонського є характерним для Маріуполя, Одеси та інших приморських міст.

Крижаний смог є характерним для міст, що розташовані у високих (північних) широтах. Він утворюється за температур нижче – 30°С, повному штилі, високій вологості повітря і наявності потужних джерел забруднення атмосфери.

Рисунок 8.4. *Крижаний смог*

За низької температури крапельки водяної пари перетворюються на кришталики льоду (розміром 5–10 мкм) і зависають у повітрі у вигляді густого білого туману, видимість зменшується до 8–10 м. На кришталиках льоду адсорбуються частинки та молекули пилогазових викидів, унаслідок чого кришталики льоду опускаються до приземного шару. Дихання у такому тумані стає неможливим. Для України крижаний смог не характерний.

Особливості врахування синоптичних умов при проектуванні міст.

До підвищення рівня забруднення повітря призводять:

- посилення стійкості нижнього шару атмосфери при слабкому вітрі (за рахунок внеску низьких викидів);
- ослаблення вітру при стійкій термічної стратифікації;
- посилення вітру від 0 до 4–6 м/с при нестійкій стратифікації;
- підвищення температури повітря при слабкому вітрі (не більше 5 м/с);
- утворення туманів;
- адвекція тепла у тропосфері.

До зниження рівня забруднення повітря призводить:

- посилення вітру при стійкій термічної стратифікації;
- випадання опадів;
- адвекція холоду у тропосфері;
- проходження холодного фронту.

Кліматичні умови визначають структуру міста, його розвиток, систему розселення у місті і повинні бути враховані при складанні генерального плану міста і при вдосконаленні його планувальної структури. Так, житлові зони мають бути розміщені на достатньому віддаленні від промислових районів – джерел забруднення середовища, з урахуванням переважаючих вітрів; основні транспортні магістралі повинні бути винесені за межі житлових масивів; озеленені всі невикористовувані землі. При цьому транспортні магістралі мають бути, наскільки можливо, широкими, прямими, добре провітрюваними.

Характер забудови повинен відповідати кліматичним умовам і передбачати вільні від забудови простори, зайняті зеленими насадженнями та водними об'єктами, що є умовою регулювання термічного режиму міста. Система зелених насаджень повинна утворювати своєрідну «сітку» фільтрів на шляху «бризових» потоків повітря, що утворюються у місті. Забудова, залежно від кліматичних умов, може бути периметральною, напівпериметральною і лінійною. Периметральну забудову, наприклад, використовують для захисту від сильних вітрів.

Отже, основні заходи мають бути спрямовані на забезпечення максимального захисту від природних несприятливих факторів середовища і максимального використання кліматичних ресурсів району. Так, у північних районах має бути, насамперед, врахований вітровий режим. Тому планування міста має передбачати системи вітрозахисту. Наприклад, якщо розмістити насадження з навітряного боку на більш високих відмітках, ніж забудова, перенесення вітру у житлові райони буде ускладненим. Можна рекомендувати також включення до загальної системи вітрозахисні заходи кільцеподібне розміщення будинків забудови мікрорайонів. Там, де необхідність у вітрозахисних заходах не є необхідною, з'являється можливість «розкриття» житлових районів на південні напрямки вітру з метою максимального використання радіаційних факторів. Неабиякої уваги заслуговують тумани, які являють собою небезпечне явище для міст високих і помірних широт та їхній розподіл має бути враховано при вдосконаленні планування міста.

8.3. ВПЛИВ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ НА ЗДОРОВ'Я ЛЮДИНИ

8.3.1. Кліматофізіологія

Кліматофізіологія вивчає:

- вплив на організм кліматопогодних факторів у звичному для людини кліматі;
- акліматизацію при зміні кліматичних районів;
- вплив сезонів та інших циклічних змін погоди на біоритми.

Біокліматологія – прикладний розділ кліматології, що вивчає вплив клімато-погодних факторів на організм людини та методи їхнього використання у лікувальних цілях. Розділи біокліматології

Кліматопатологія – вивчає зв'язок різних патологічних реакцій організму з кліматопогодними факторами.

Кліматотерапія – вивчає застосування кліматичних факторів у профілактичних і лікувальних цілях.

Для біометеорологічної оцінки погод важливе значення має облік:

- геліофізичних факторів;
- ступінь контрастності зміни погод 2-х сусідніх діб;
- виокремлення задушливих погод у теплий період та суворих – у холодну;
- парціальний тиск кисню у повітрі;
- УФ–режим;
- іонізація повітря (електричний стан атмосфери);
- швидкість вітру;
- тип клімату (морський, континентальний, гірський, полярний);

При оцінці впливу погоди і клімату виходять, насамперед, з характеристики його теплообміну. Виділяють:

- комфортну погоду (сприятливу);
- субкомфортну (відносно сприятливу);
- дискомортну (несприятливу).

Сприятлива група погод – рівний хід основних метеоелементів при стійкості повітряних мас і відсутності фронтальної активності;

- міждобова мінливість атмосферного тиску не більше 4 мбар/добу (3 мм ртутного стовпа), температури повітря не більше 2°С, швидкості вітру вдень не більше 3 м/сек;
- відносна вологість 55–85 %;
- індекс інтенсивності магнітного поля (ІЕМП) малої активності (до 50 імпульсів на добу);
- амплітуда добової зміни геліомагнітного поля (ГМП) у межах 50 гам (мала ступінь);
- мала сонячна активність (СА).

Сприятлива група погод звичайно добре переноситься хворими.

Відносно сприятлива група погод характеризується зміною рівного ходу метеоелементів з проходженням нерізко виражених фронтів зі швидкістю до 35–40 км.

- міждобова мінливість атмосферного тиску 5–8 мбар/добу (3–6 мм рт. ст.), температури повітря 3–4 °С;
- відносна вологість менше 55 % або більше 85 %;
- швидкість вітру більше 4 м/сек;
- активність інтенсивності електромагнітного поля середнього ступеня (50–300 імпульсів за добу);
- мінливість геомагнітного поля 50–90 гам;
- СА середнього ступеня.

Ця група погод добре переноситься здоровими і багатьма хворими.

Несприятлива група погод характеризується різкою зміною метеоелементів, вираженою циклонічною активністю:

- міждобова зміна атмосферного тиску більше 8 мбар/добу (6 мм рт. ст.), температури повітря більше 4°С;
- інтенсивність електро-магнітного поля більше 300 імпульсів на добу;
- амплідуда добової зміни геомагнітного поля від 100 і більше гам для місцевостей в зоні 40–50 градусів північної широти.

Несприятлива група погод викликає у багатьох хворих метеочутливих людей метеопатичні реакції.

8.3.2. Метеопатичні реакції

Під метеотропністю розуміється здатність живих організмів реагувати на вплив погодно-кліматичних умов. Підвищена чутливість до змін погоди отримала назву *метеолабільності*, відчуття, що виникають під її впливом супроводжуються *метеотропними реакціями*, тому такі люди є *метеозалежними*. За попередніми оцінками численність метеолабільних серед практично здорових людей сягає залежно від сезону 25–45 %, серед хворих дорослих – 55–70 %, серед хворих дітей – 40–60 % від кількості мешканців відповідного віку.

У людини вона виявляються, як правило, у психоемоційних реакціях на погоду, зміну клімату, в аномальній зміні фізіологічних процесів в організмі, які призводять до погіршення самопочуття, виникнення клінічних розладів, загострення наявних хвороб. Здорова людина, зазвичай, не помічає змін погоди. Якщо адаптаційні механізми в організмі координовані не повністю, то у здорової людини можуть спостерігатися метеотропні прояви у вигляді легкого нездужання та погіршення самопочуття. У хворої, ослабленої людини (особливо з віком) адаптаційні пристосування не компенсують фізіологічних розладів – і виникає загострення хвороби.

Як правило, у проблемі метеотропності досліджуються фізіологічні реакції. Психологічний вплив метеорологічних факторів та атмосферних явищ на людину значно важче піддається вивченню, ніж фізіологічні ефекти. Для цього необхідні точні експерименти і довгі порівняльні спостереження. Все ж таки з великою вірогідністю можна констатувати, що певні атмосферні умови мають безпосереднє відношення до концентрації уваги, працездатності та емоційної зрівноваженості людей.

8.3.3. Вплив атмосферного тиску

Коливання атмосферного тиску діють двома шляхами:

- зниження насичення крові киснем при падінні атмосферного тиску;
- механічне подразнення нервових рецепторів та судин.

При підвищенні барометричного тиску (у межах звичайних коливань) зростає частота пульсу, а кров'яний артеріальний тиск трохи знижується.

Навпаки, при зниженні барометричного тиску артеріальний (максимальний і мінімальний), як правило, підвищуються. Але у тому та іншому випадку залежно від індивідуальних особливостей організму можуть мати місце різні тенденції.

Гірська хвороба. Вплив барометричного тиску на людський організм найбільш чітко проявляється при гірській хворобі. Клінічні симптоми гірської хвороби виявляються у запамороченні, головному болі, болі у вухах, задишці і серцебитті. При цьому спостерігається частий, іноді аритмічний пульс, розлад діяльності кишкового тракту, чи блідість та синюшність шкіри, що свідчить про недостатнє забезпечення організму киснем.

В основі гірської хвороби лежить гіпоксія (кисневе голодування), що виникає від зниження парціального тиску кисню вдихуваного повітря з висотою.

8.3.4. Вплив вітру на організм людини

Вітер є одним з основних факторів, що формують реакції тепловідчуття і процеси теплообміну. При низьких температурах вітер підсилює тепловіддачу, що може сприяти переохолодженню організму, виникненню холодового стресу. Навпроти, за високих температур вітер підсилює турбулентний тепловий обмін і знижує прогресивність дискомфорту.

Вплив сильного вітру:

- подразнення нервової системи та рецепторів шкіри (роздратування, втомлення);
- ускладнює дихання, викликає задишку (гіпоксемія);
- при низьких температурах посилює тепловіддачу, що може призвести до переохолодження.

8.3.5. Вплив вологості повітря

Головним чином, вологість повітря впливає на:

а) показник щільності кисню в атмосфері;

б) теплообмін і потовиділення.

Повітря вважається сухим при вологості до 55 %, помірно сухим – при 56–70 %, вологим – при 71–85 %, сильно вологим (сирим) – понад 85 %.

Відносна вологість змінюється у протилежних напрямках відносно до сезонних і добових коливань температури. Найбільш сприятливими вважаються для людини умови, при яких відносна вологість дорівнює 50 %, температура – 17–19^{o}C, а швидкість вітру не перевищує 3 м/сек.

Негативний вплив високої вологості на здоров'я людини:

- в умовах спеки перешкоджає випаровуванню, а в умовах холоду сприяє більшій втраті тепла;
- сприяє поширенню повітряно-крапельної інфекції. Це пов'язано з тим, що збудники, які містяться у крапельках вологи, проникають у більш дрібні дихальні шляхи, ніж разом з сухим пилом;
- у промислових районах туман (конденсована волога повітря при зниженні температури) може поглинати токсичні гази. Ці гази можуть вступати у хімічні реакції з водою, утворювати сірчані речовини (токсичні смоги). Це може спричинити масове отруєння населення.

Низька вологість (сухе повітря). Оскільки пересушене повітря ускладнює надходження до організму кисню і його участь у дихальному процесі, перебування у такій атмосфері викликає погіршення самопочуття, втомлюваність, не сприяє зосередженості. Сухе повітря (вологість нижче 40 %) погіршує загальне самопочуття навіть у здорових людей, викликаючи сонливість, сухість шкіри і слизових оболонок, а також підвищує ймовірність захворювань на гострі респіраторні інфекції. Більш серйозний наслідок – виникнення стану зневоднення організму. У результаті зневоднення зазнає впливу вухо-горло-носова і бронхіальна області. Втрачає свою захисну функцію респіраторний епітелій.

8.3.6. Вплив температури повітря

Температура повітря визначається переважно сонячною радіацією, з чим пов'язані її періодичні (добові та сезонні) коливання. Можуть бути також раптові (неперіодичні) зміни температури у зв'язку з загальними процесами циркуляції атмосфери. Вплив температури повітря на теплові відчуття людини значною мірою залежить від вологості повітря. У помірних широтах для людини найбільш комфортними комбінаціями є температура повітря 18–20°С та відносна вологість – 40–50%. При вологості понад 90% та температурі більше 24°С виникає стан «граничної духоти».

При температурі повітря близько 35–40°С і відносній вологості більше 75 % часто трапляється тепловий удар. У фізіологічному відношенні явище теплового удару зводиться до наступного. Через сильне потовиділення тканини організму збіднюються солями і водою, збільшується в'язкість крові, ускладнюється кровообіг. Внаслідок цього виникає кисневе голодувння тканин, що переходить в асфіксію (кисневе голодування) і супроводжується накопиченням вуглекислоти. У людини, яка піддалася тепловому удару, з'являються блідість, синюшність, іноді – судоми. Смерть настає від крововиливу у мозок або паралічу серця. «Сонячний удар» є

однією з форм «теплового удару». Виявляється у вигляді головного болю і тимчасовому розладі локальних функцій головного мозку.

8.3.7. Вплив іонізації атмосфери

Електричний стан атмосфери визначається:
- напруженістю електричного поля;
- електропровідністю повітря;
- іонізацією;
- електричними розрядами в атмосфері.

Параметри атмосферної електрики мають добову і сезонну періодичність. Ця періодичність часто перекривається більш потужними періодичними коливаннями, викликаними зміною повітряних мас.

Електропровідність повітря зумовлена кількістю позитивно і негативно заряджених атмосферних іонів (аероіонів), які містяться в ньому.

Ступінь іонізації повітря використовується для біометеорологічної оцінки мікроклімату (курорту, населеного пункту, приміщення). Чим чистіше повітря, тим більше у ньому легких і середніх аероіонів. Максимальна кількість легких аероіонів на свіжому повітрі спостерігається у ранкові години. Переваження важких аероіонів у повітрі говорить про наявність у ньому значної кількості зважених часток (вологи, пилу, диму тощо).

Негативні іони накопичуються при:
- випаровуванні води;
- після грози.

Вплив негативних іонів:
- нормалізація функціонального стану ЦНС;
- зникає втома;
- підвищується розумова і фізична працездатність;
- покращують діяльність кардіо-респіраторної системи;
- стимулюється обмін речовин (білковий, вуглеводний, водний);
- поліпшуються окиснювально-відновні процеси у тканинах.

Позитивні іони накопичуються при:
- конденсації водяної пари;
- перед грозою.

Надлишок позитивних аероіонів, що утворюються у спекотну вологу погоду може викликати загострення серцево-судинної патології.

Нині існує велика кількість різних методів оцінки теплового стану людини. Одним і них є використання «комплексних біокліматичних показників» (які, по суті, є формалізацією комплексу метеорологічних факторів: температура повітря, швидкість вітру, вологість, атмосферний тиск тощо), що визначають рівень теплового навантаження на людину.

Зазвичай, ці індекси визначають діапазон значень метеорологічних факторів, при яких людина відчуватиме себе комфортно або (індекси холодового стресу і теплового удару) дискомфортно. Біокліматичні індекси – показники суб'єктивного сприйняття комфорту/дискомфорту.

8.3.8. Фактор сезонності та кліматичні реакції

Сезонність є одним з головних екологічних факторів природного середовища. Завдяки одягу та добре упорядкованим житловим умовам людина частково ізолюється від природних кліматичних умов. Тому вплив сезонів року на людину порівняно з представниками тваринного світу виражений значно меншою мірою.

Однак взаємний вплив факторів і компонентів екологічної системи настільки великі, що організм людини не може бути ізольованим (як й інші організми) від пливу різних сезонів року.

У спекотних кліматичних поясах Землі суттєвий вплив на людський організм має сезон виключно спекотної погоди, у мусонних – періодичні зміни сезонів дощу та бездощових сезонів. У полярних поясах пріоритетну роль грає наявність полярного дня та полярної ночі, дефіцит тепла та ультрафіолетової радіації. У помірних – сезонність найбільш яскраво виявляється у весняному оновленні природи та необхідності виживання у сезон морозних зимових погод.

Тому вплив світлового та теплового факторів як стимуляторів сезонного циклу фізіологічних функцій, які впливають на фізико-хімічні процеси у помірних широтах відзначається як на півночі, так і на півдні.

Оскільки загальнорічний хід кліматичних елементів, їхня амплітуда, накопичення тепла за календарними періодами тощо є найбільш суттєвою особливістю (навіть тропічного клімату), сезонну структуру фізіологічних процесів захворюваності можна ідентифікувати як сезонні впливи клімату.

За аналогією з метеопатичними можна говорити про *кліматопатичні ефекти, під якими розуміється властивість живих організмів реагувати на сезонні вияви і територіальні особливості макрокліматів.* У термінах медичної кліматології особливості фізіологічних реакцій, клінічні розлади, загострення хвороб та смертності часто називають кліматопатологією.

Особливості фізіологічних реакцій

Основний обмін речовин, як загальний показник життєдіяльності організму, упродовж року, особливо у помірних широтах, зазнає помітних змін, але має сезонні особливості. Як правило, найбільш високий його рівень спостерігається навесні та на початку літа. За інших рівних умов у людини спостерігається збільшення маси циркулюючої крові, легеневої вентиляції, споживання кисню. Влітку

у здорових людей загалом знижується мінімальний артеріальний тиск, зменшується кількість еритроцитів та лейкоцитів у крові. Зимою кількість еритроцитів та лейкоцитів, навпаки, зростає.

Помічено, що підвищення артеріального тиску у різкоконтинентальних типах клімату збігається з датами переходу температур через $0^{o}C$ навесні та восени.

Як відомо, левову частку смертності мають хвороби органів кровообігу та особливо серцево-судинні захворювання (ССЗ). Відносним показником смертності від ССЗ є вміст холестерину в крові, який теж має сезонний характер. Зокрема, у мешканців північних районів найбільш високий рівень холестерину має місце взимку (5,34$\pm$ 0,10 мм/л), навесні (5,27$\pm$ 0,10 мм/л), а знижується лише влітку (4,91$\pm$ 0,10 мм/л). За свідченням дослідників, мінімум влітку та «сплеск» концентрації холестеринових показників взимку слід пов'язувати з особливими біологічними властивостями деяких ділянок сонячного спектра відповідальних за накопичення холестерину.

8.4. БІОКЛІМАТИЧНІ ІНДЕКСИ

Майже всі параметри клімату впливають на життя людини, однак найбільш суттєвими з них є склад атмосферного повітря, атмосферний тиск, температура, відносна і абсолютна вологість повітря, швидкість вітру, сонячна радіація. Найбільш об'єктивна оцінка особливостей біометеорологічних умов виходить на основі комплексного обліку згаданих метеорологічних елементів – біокліматичних індексів. Залежно від поєднання елементів, що входять у біокліматичні індекси, їх умовно можна розділити на температурні та вологісні, температурно-вітрові, температурно-волого-вітрові тощо.

Оскільки основною складовою індексів є температура повітря, то ефект впливу комплексу елементів виражається у вигляді поправки до температури повітря, що враховує тепловідчуття людини і стан його комфортності. З великої різноманітності існуючих у біокліматології методів оцінки впливу клімату на людину наведемо лише найбільш часто використовувані при біоклиматичній оцінці міст, місць відпочинку і туризму. Основний акцент буде зроблений на комплексні показники, що відображають тепловий стан людини: це тепловий баланс тіла людини, температурні шкали та індекси, класифікації погод за ступенем сприятливості їхнього впливу на людину.

До основних параметрів, включених в інформацію про вплив кліматичних умов на людину, належить температура повітря і вологість.

8.4.1. Ефективна температура

Показником теплової чутливості є ефективна температура ЕТ.

$$ET = t - 0{,}4*(t - 10)*(1 - f/100); \qquad (8.1)$$

де, t – температура повітря, °С,
f – відносна вологість, %.

Цей показник, що набув широкого поширення, характеризує тепловідчуття одягненої людини і отриманий дослідним шляхом для ряду комбінацій температури і відносної вологості повітря при нерухомому повітрі, при яких ефект тепловіддачі і тепловідчуття буде однаковим.

Однакове тепловідчуття у нерухомому повітрі зберігається при таких комбінаціях температури та вологості (табл. 8.1)

Таблиця 8.1

Однакові тепловідчуття при таких значеннях температури та вологості

Температура повітря, °С	17,8	18,9	20,1	20,7	21,7	22,3	23,2
Відносна вологість, %.	100	80	60	50	40	30	20

Температурно-вологісно-вітрові показники (для тіньових просторів). Еквівалентно-ефективна температура (ЕЕТ), що є функцією температури, вологості і вітру, і характеризує тепловідчуття людини в тіні, розраховується за формулою:

$$EET = 37 - \frac{37 - T}{0{,}68 - 0{,}0014f + \frac{1}{1{,}76 + 1{,}4v^{0{,}75}}} - 0{,}29T\left(1 - \frac{f}{100}\right), \qquad (8.2)$$

де T – температура повітря, °С;
f – відносна вологість, %;
v – швидкість вітру, м/с.

8.4.2. Температурно-вологісно-вітрові показники

Радіаційно-еквівалентна-ефективна температура, що включає додатково залежність теплового стану людини від радіації, оцінюється фахівцями як найінформативніший індекс. Така температура може визначатися за емпіричною формулою:

$$PEET = 1251g[1+0{,}02T+0{,}001(T-8)(f-60)-0{,}045(33-T)\sqrt{v}+1{,}129\beta], \qquad (8.3)$$

де T – температура повітря (° С);
f – відносна вологість повітря (%);
V – швидкість вітру (м / с);
β – Поглинена поверхнею тіла сонячна радіація (кВт / м2).

Оцінка PEET характеризує кліматолікувальні ресурси місцевості з радіаційного режиму.

Методи аналізу різного виду ефективно-еквівалентних температур зазвичай використовуються для теплого періоду року. У холодний період показником кліматичних умов зазвичай служать індекси дискомфорту.

Індекси холодового стресу. Тепловий стан людини у холодний період року здебільшого визначається низькою температурою повітря і швидкістю вітру, які особливо впливають на охолодження незахищених одягом частин тіла та органи дихання. Для оцінки суворості погоди – фактора, що обмежує перебування людини на відкритому повітрі і обумовлює потребу у відповідному одязі, – розроблено велику кількість коефіцієнтів, індексів, показників холодового впливу метеофакторів на організм. Одним з найбільш популярних є наступний індекс оцінки суворості:

$$S = (1–0{,}04T) * (1+0{,}272v), \qquad (8.4)$$

де v – швидкість вітру, м/с;
T – температура повітря, ^{0}C.

Основний недолік даного методу полягає у тому, що він не обгрунтований фізіологічно і не відображає реальну картину, або хоча б близьку до неї, реакції організму людини на різні поєднання температурно-вітрового режиму. Втім, цей показник досить широко використовується у біокліматичній практиці і, насамперед, мабуть, через простоту користування ним.

Індекси теплового впливу. Зайве теплове навантаження в країнах з помірним, особливо з континентальним кліматом, також являє собою загрозу для стану здоров'я людини, що знаходиться на відкритому повітрі. Імовірність отримання «теплового удару» особливо висока у міському середовищі, де фоновий рівень температури повітря підвищується, а швидкість вітру знижується порівняно з відкритою місцевістю. Тепловий перегрів відбувається тоді, коли оточуюче людину середовище (температура повітря, вологість і швидкість вітру), одяг та вид його діяльності взаємодіють таким чином, що відбувається підвищення температури тіла.

У цьому випадку включається терморегулююча система тіла, щоб збільшити тепловіддачу від перегріву. Така реакція може бути дуже потужною і ефективною, але вона може викликати перевтому організму, яка призводить до дискомфорту, а іноді і до летального результату.

У світовій практиці для оцінки спільного впливу на організм людини температури і вологості повітря використовується «індекс спеки».

Таблиця 8.2

Індекс спеки

Температура повітря, ^{0}С	Відносна вологість, %						
	40	50	60	70	80	90	100
40	49	55	–	–	–	–	–
35	40	44	48	56	51	–	–
30	30	31	33	35	37	40	43
27	27	28	28	29	30	32	33

При застосуванні індексу спеки необхідно враховувати, що він визначався для людей середнього віку і комплекції, які перебувають у стані відносного спокою. При оцінці метеорологічних і кліматичних умов, що впливають на людину у теплу пору року, крім оцінки спеки, використовується поняття «задушливої погоди». Встановлено, що задушлива погода викликає негативні реакції в організмі людини, пов'язані з порушенням терморегуляції. Прийнято вважати день задушливим, якщо в один з періодів метеорологічних спостережень, пружність водяної пари (абсолютна вологість повітря) досягала або перевищувала 18,8 мб.

Таблиця 8.3

Залежність задушливості погоди від парціального тиску пари

Інтенсивність духоти, бали	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Парціальний тиск пари, гПа	18,8	20,8	22,8	24,8	26,8	28,8	30,8	32,8	34,8	36,8

8.5. МЕТЕОЧУТЛИВІСТЬ ТА МЕТЕОПРОФІЛАКТИКА

8.5.1. Метеочутливість

Метеочутливість (метеолабільність) – це зниження стійкості організму до впливу несприятливих кліматичних факторів.

Метеопатичні реакції – метеотропні патологічні реакції, що виникають в організмі у відповідь на несприятливі погодні умови.

Погоду «відчуває» приблизно одна третина жителів середніх широт. Реакції у більшості людей виникають синхронно зі зміною погодних факторів, або навіть з випередженням. Так, наприклад, біль в області серця може виникнути напередодні різкого похолодання, підвищення або зни-

ження атмосферного тиску. Біль у суглобах і кістках з'являється напередодні різкого підвищення атмосферного тиску. Неврологічний біль частішає напередодні підвищення вологості.

Метеопатичні реакції напередодні різкої зміни погодних факторів пов'язані зі зміною напруженості геомагнітного поля (ГМП). Зміна активності ГМП грає інформаційну роль, будучи сигналом про наближення зміни зовнішнього середовища (погоди). Ця інформаційна роль ГМП закріпилась у процесі еволюції. ЦНС реагує на інтенсивності ЕМП на кілька порядків нижче чутливості інших органів.

Метеолабільними (метеочутливими) є особи, для яких характерні прояви метеопатичних реакцій, які спостерігаються перед, під час або безпосередньо після зміни погоди, а також мають сезонні погіршення загального стану у перехідні періоди року:

- загострення хронічних захворювань;
- підвищення чутливості до тепла і холоду;
- часті ГРВІ;
- уповільнення акліматизації при зміні кліматичних умов.

Прояви метеочутливості залежать від:

- вихідного стану людини;
- віку;
- наявності захворювання і його характеру;
- мікроклімату, в якому живе людина;
- ступеня акліматизації.
- типу нервової системи: частіше в осіб зі слабким (меланхоліки) і сильно неврівноваженим (холерики) типом. У людей врівноваженого типу (сангвініки) метеочутливість виявляється лише при ослабленні організму.
- періоду року і доби.

Метеочутливість частіше відзначається у людей з сидячим і малорухливим спосібом життя, зайнятими розумовою працею, і які мало бувають на свіжому повітрі. Підвищується у осіб, які тривалий час живуть в обставинах, що виключають або різко обмежують вплив природних факторів, особливо сонячних променів. У таких людей звужені зони так званого мікрокліматичного комфорту.

Типи метеопатичних реакцій:

1. Слабо виражена (1-го ступеня). Характеризується переважно суб'єктивними симптомами:

- головний біль;
- порушення сну;
- біль у суглобах, м'язах;

• біль в області серця. Водночас у деяких людей можуть проявлятися несвідомі реакції, як наприклад зниження концентрації уваги (підвищена небезпека травматизму).

2. Середньо виражена (2-го ступеня). Характеризується об'єктивними симптомами:

• об'єктивні зміни (артеріальний тиск тощо);
• підвищення температури протягом 3–5 днів;
• розвиваються захворювання застудного характеру (ГРВІ, ангіни).

3. Сильно виражена (3-го ступеня). Характеризується загальними реакціями, такими як загальна слабкість, біль і ломота у суглобах і м'язах, підвищена збудливість, дратівливість, безсоння, зміна АТ, а також загостренням основного захворювання.

8.5.2. Метеопрофілактика

Метеопрофілактика (профілактика метеопатичних реакцій) – комплекс заходів, спрямованих на попередження розвитку метеопатичних реакцій. Метеопрофілактіка буває плановою та терміновою.

Планова метеопрофілактика. Сезонна метеопрофілактика є особливо актуальною навесні і восени, коли погодні умови відзначаються великою нестійкістю.

Завдання:

• активація захисних сил;
• удосконалення адаптаційних механізмів;
• зниження алергічної налаштованості організму.

Задля цього застосовують:

• процедури, що загартовують (повітряні ванни, купання, обтирання і т. д.);
• ЛФК;
• поступове підвищення фізичних навантажень;
• бальнеотерапія (басейн, ванни, душі, сауна);
• медикаментозна терапія (вітаміни, антиоксиданти, адаптогени, гіпосенсибілізація).

Термінова метеопрофілактика. Проводиться при отриманні несприятливого прогнозу. Включає в себе:

• загальні підходи;
• спеціальні призначення.

Загальні підходи (для всіх метеочутливих осіб):

• зниження фізичного навантаження (зниження навантаження, скасування туристичних походів, екскурсій, спортивних ігор, зниження побутових навантажень);

- у спекотний час – попередження перегрівання організму;
- у холодну пору – попередження переохолодження;
- скасування фізіотерапії;
- скасування бальнеотерапії.

Спеціальні заходи полягають у призначенні медикаментозних препаратів відповідно до захворювання і типу метеопатичних реакцій. Зазвичай їх призначають напередодні зміни погоди на 2–4 дні.

8.5.3. Кліматотерапія

Під кліматотерапією розуміють використання кліматичних особливостей місцевостей для лікувальної мети.

Кліматопрофілактика – зміцнення здоров'я шляхом цілеспрямованої дії на організм метеорологічних і кліматичних чинників.

Як метод лікування, кліматотерапія базується на реалізації того положення, що людина здатна підсилювати захисні функції організму проти змін погоди і кліматичних контрастів за допомогою медичних процедур, складовою частиною яких є краса і визначні пам'ятки навколишнього ландшафту, підвищена комфортність клімату, висока якість повітряного і водного середовища.

Крім природних теплових та процедур гартування і купання кліматотерапія базується на кількох типах лікувально-профілактичних процедур:

- аеротерапії;
- геліотерапії;
- таласотерапії;
- спелеотерепії.

Аеротерапія (aeris – повітря; therapia – лікування). Цей спосіб кліматолікування належить до так званих фізичних методів і має на меті лікування свіжим повітрям у вигляді регулярно-епізодичних повітряних ванн, денне і цілодобове перебування на свіжому повітрі (на веранді, у парку), денний відпочинок і сон на березі озера або моря.

Вплив свіжого повітря під час прогулянок, екскурсій, спортивних ігор тощо є елементом аеротерапії, кліматичним фоном, на якому найефективніше діють спеціальні види аеротерапії. До них належать:

- тривале перебування (включаючи сон) на відкритих верандах, балконах тощо;
- перебування (сон) на березі моря є різновидом аеротерапії, при якому на організм людини діє морське повітря, насичене морськими солями, озоном, фітонцидами морських водоростей (морська аеротерапія);
- повітряні ванни – дозована дія свіжого повітря на організм людини.

Фізіологічна дія аеротерапії пов'язана з підвищеним забезпеченням організму киснем та з ефектом охолодження. При аеротерапії змінюється функція зовнішнього дихання, збільшується надходження кисню у тканини, нормалізуються функції організму і насамперед центральної нервової системи. Дозована імпульсація повітряними подразниками позитивно впливає на м'язовий і судинний тонус та рівень обмінних процесів.

Лікувальний і профілактичний вплив відкритого свіжого повітря – важливий метод, який можна застосовувати у будь-яких кліматичних районах в усі пори року.

Геліотерапія – вид кліматотерапії, який базується на застосуванні сонячних променів з лікувальною і профілактичною метою.

Основним дієвим фактором у геліотерапії є енергія електромагнітного (світлового) випромінювання Сонця у діапазоні довжин хвиль 290–3000 нм, який містить основну частину загального потоку сонячної радіації і, проходячи через атмосферу, досягає земної поверхні у послабленому вигляді. Випромінювання цього діапазону за міжнародною класифікацією поділяють на три частини: ультрафіолетову – УФ (коротшу за 400 нм), видиму (400–760 нм), інфрачервону – 14 (довшу за 760 нм). Своєю чергою УФ-радіацію поділяють на довгохвильову частину – УФ-А (315–400 нм), короткохвильову – УФ-В (280–315 нм) і УФ-С (коротшу за 280 нм) – затримується атмосферою.

При геліотерапії на тіло людини діє пряма, відбита чи розсіяна сонячна радіація. Органи, які безпосередньо приймають сонячну радіацію, – це шкіра та очі. В основі фізіологічної дії сонячних променів лежать різні фотохімічні реакції, особливості яких залежать від довжини хвиль і енергії поглинутих квантів діючого випромінювання. Енергія ІЧ-променів залежно від довжини хвилі поглинається тканинами на глибину від 3 нм до 4 см, тимчасом як УФ-випромінювання не проникає глибше 0,5–1 мм. ІЧ-промені здебільшого мають теплову дію.

УФ-промені мають складнішу дію, викликаючи зміни у тканинах. Безпосередня дія УФ-випромінювання визначає бактерицидний ефект сонячної радіації. Поглинута тканинами енергія кванта УФ-випромінювання викликає збудження атомів і молекул та перехід електронів з однієї орбіти на іншу, відрив їх від атома або молекули (фотоелектричний ефект). Ці процеси надають атомам і молекулам тканин організму нового, фізично зміненого стану, при якому збільшується запас їхньої енергії і можливість вступати у хімічні реакції.

Вітаміноутворююча дія геліотерапії пов'язана з перетворенням у шкірі під впливом УФ-променів провітаміну Д (7-дегідрохолестерину) у вітамін Д3.

Видиме випромінювання має сигнальний характер і через посередництво органу зору рефлекторно визначає добовий біологічний ритм активності людини, служить джерелом рефлекторної і умовно рефлекторної діяльності.

Сонячне випромінювання є потужним засобом профілактики і лікування низки захворювань і патологічних станів. Воно збільшує працездатність людини, підвищує опірність до різних інфекцій і простудних захворювань, прискорює загоювання ран і виразок, підсилює тканинне дихання, затримує розвиток атеросклерозу тощо.

Таласотерапія включає використання з метою загартовування і лікування різних кліматичних, бальнеологічних і гідротерапевтичних факторів, пов'язаних з перебуванням біля моря. У такому розумінні таласотерапія по суті охоплює майже всі напрями кліматотерапії, оскільки вона включає і аеротерапію, і геліотерапію. Однак, аеротерапія на березі моря має свої особливості як щодо впливу на організм (дія морських солей, аероіонів), так і щодо організації. Однак, специфіка таласотерапії у морських купаннях. Цей вид кліматобальнеологічного впливу є специфічним для таласотерапії і має найбільший ефект.

Фізіологічна дія морських купань на організм пов'язана з термічними, механічними і хімічними факторами. Термічний вплив залежить від охолодження, оскільки температура води у морі нижча, ніж температура тіла. Чим нижча температура води, тим більша тепловтрата і тим сильніша фізіологічна дія купання. Механічна дія проявляється тиском морських хвиль на тіло, має місце своєрідний «гідромасаж», у результаті чого покращується стан шкіри, її еластичність. Людині у морі потрібно протистояти рухливій масі води. Удари хвиль підсилюють м'язову роботу, яка витрачається на те, щоб зберегти рівновагу тіла у воді. Хімічний вплив залежить від розчинених у воді солей, які осідають на шкірі, подразнюють її рецептори, продовжуючи викликати відповідні реакції і підтримуючи протягом певного часу викликану при купаннях реакцію. Ця подразнювальна дія залежить від якісного і кількісного складу морської води. Вона містить катіони натрію, калію, магнію, кальцію, аніони хлору, брому та ін.

Відоме значення має вплив бактеріальної флори і фітонцидів морських водоростей. Також купання тренує нервово-гуморальні, серцево-судинні та інші механізми терморегуляції, обміну речовин, дихальної функції, підвищує життєвий тонус організму, його адаптивні можливості, має виразну загартовувальну дію.

Спелеотерапія (грец. speleon – печера, therapia – лікування) – один із напрямків кліматотерапії в умовах мікросередовища печер, гротів, соляних копалень, шахт.

Карстові печери. Мікроклімат карстових печер з лікувальною метою використовується порівняно недавно. Перші відомості про сприятливу дію цього природного фактора на хвору людину належить до періоду Другої світової війни. У Німеччині (Клутертсберг) як бомбосховище була використана карстова печера. Хворі на бронхіальну астму, потрапляючи до цієї печери, помічали покращення стану здоров'я, послаблення або повне припинення астматичних нападів. Відомості про лікувальні властивості мікроклімату карстових печер, щодо хворих на бронхіальну астму, були підтверджені подальшими спостереженнями, проведеними в Австрії, Угорщині та Німеччині.

Зміни, які спостерігаються в організмі хворих під час перебування у карстовій печері, обумовлені комплексною дією спелеофакторів. Під впливом помірно зниженої температури повітря дещо підсилюється тепловіддача з поверхні тіла як конвекційним, так і радіаційним шляхом, що стимулює вплив на механізм теплопродукції, викликає підсилення окиснювальних процесів з усіма супутніми фізіологічними змінами з боку дихання, кровообігу і тканинного газообміну. Під впливом прохолодного повітря відбувається звуження периферійних судин і перерозподіл крові з периферії до внутрішніх органів, що позитивно впливає на кровообіг останніх.

Вдихання помірно холодного повітря позитивно впливає на всі показники альвеолярної вентиляції, що сприяє покращенню газообміну у легенях. Сприятливим фактором, з точки зору впливу на внутрішнє дихання, є також низька фізіологічна відносна вологість, яка сприяє підсиленню вологовіддачі з дихальної поверхні легень і кращій оксигенації артеріальної крові.

Важливим елементом мікроклімату карстової печери є високий ступінь іонізації повітря. Вдихання повітря, що містить значну концентрацію легких іонів, має сприятливу дію на функціональний стан нервової і серцево-судинної систем, на різні види обміну, сприяє покращенню клінічного стану хворих на бронхіальну астму і гіпертонічну хворобу.

Галотерапія – це методика, завдяки якій відтворюється штучним чином мікроклімат, схожий з підземними соляними печерами, копальнями, шахтами. Даний метод заснований на цілющих властивостях солі. Особливістю соляних шахт є вміст високодисперсних аерозолів хлориду натрію, постійна температура повітря, відсутність у повітрі шкідливих домішок і мікроорганізмів, мала швидкість руху повітря, певне співвідношення вмісту газів, вологості, атмосферного тиску, відсутність шуму. Спелеотерапія в умовах мікро-

клімату соляних шахт полягає у систематичному дозуванні протягом перебування у них хворих. Специфічні властивості мікроклімату соляних шахт визначили їхнє застосування для лікування хронічних неспецифічних захворювань легень і насамперед бронхіальної астми.

8.6. АДАПТАЦІЯ І АКЛІМАТИЗАЦІЯ

Процес адаптації відбувається на всіх етапах історичного розвитку людини та розселення її на планеті відповідно до змін у часі та просторі з умовами навколишнього середовища.

Пристосування організму до тих або інших кліматичних умов сучасних кліматів називається *акліматизацією*. *Як окремий випадок адаптації акліматизація може розглядатися і як закономірний процес, і як продовження процесу адаптації.*

За даними багатьох дослідників, адаптаційна перебудова до нових кліматичних умов у фізіологічному відношенні супроводжується порушенням біоритмічної діяльності організму, мобілізацією найтонших біохімічних процесів, які ведуть до змін окиснювально-відновних реакцій, перенапруженням нервової системи і всього організму – акліматизаційним навантаженням.

Фази акліматизації. У здорової людини процес акліматизації, як правило, складається із трьох фізіологічних фаз:

- *перша фаза – «струс»*. Вона займає порівняно короткий проміжок часу і характеризується орієнтувальними рефлексами. Переважають загальна втомленість та деяке зниження працездатності.
- *друга фаза – «високої реактивності»*. При перевищенні норм адаптивних можливостей людини у цій фазі можливі дезадаптаційні неврози, трапляються важкі порушення фізіологічних функцій, зокрема, їхній патологічний прояв, особливо у хворих людей. Як правило, у цій фазі переважають процеси збудження, спостерігається певна сповільненість реакції центральної нервової системи, посилюється функція дихання, кровообігу, травлення та інших систем. Основний обмін або швидко та значно підвищується з перших днів зміни клімату, або зростає поступово, іноді хвилеподібно.
- *третя фаза – може називатися фазою прирівнювання, нормалізації обміну або одужання.* У цій фазі посилюються процеси «жвавості»

центральної нервової системи, зміцнюється стійкість організму до гіпоксичних (недостача кисню) станів, зникає багато функціональних порушень, підвищується працездатність.

Пристосування організму до умов нового клімату може протікати і без негативних реакцій, якщо акліматизаційні механізми організму достатні і швидкість нервових процесів, які забезпечують адаптацію, є високою. Однак пристосування може не трапитися, якщо адаптаційні можливості різко обмежені. Тому для медичних задач при акліматизації відзначають три типи реакцій:

1 – сприятливу (позитивну), коли відбувається швидке пристосування до нового клімату;

2 – уповільнену (відносно сприятливу), коли виникають короткочасні негативні зрушення функціональних розладів організму, які невдовзі зникають;

3 – несприятливу (негативну), коли пристосування до нових умов не виникає взагалі.

Чим важчим є захворювання, тим більш чітко вираженою є реакція нервової системи, чим більш контрастна зміна кліматичних районів, чим екстремальніші кліматичні умови, тим довший період акліматизації. У більшості хворих до 4–6 доби перебування на курорті виникає стан напруженості, котрий виявляється, зокрема, у підвищенні активності медіаторів (речовин, що передають сигнал нервової клітини іншим клітинам).

8.6.1. Адаптивні типи клімату

Людина як вид характеризується помітною мінливістю морфологічних та фізіологічних ознак. Водночас людські популяції проявляють певну мінливість способів і форм пристосування відповідно до впливу оточуючого їх природного середовища і, насамперед, кліматом. Це дає привід для введення поняття *пристосувань адаптивного типу, які характеризують інтегральну оцінку біологічних реакцій на умови оточуючого середовища (забезпечують стан рівноваги популяції з цим середовищем), і проявляються зовні у морфо-функціональних особливостях людської популяції.*

Необхідно підкреслити, що адаптивний тип біологічних реакцій не залежить від расової та етнічної належності. Расова належність базується на спільному походженні всіх груп народностей, що входять до неї, та які живуть на визначеній території. *Адаптивний вид біологічних реакцій – це норма реакцій, що виникає у популяціях зі схожими умовами мешкання, які генетично можуть бути не пов'язані між собою.*

Адаптивні реакції в екологічному сенсі здійснюються у двох формах – *загальній* та *специфічній*. *Загальною особливістю адаптивних типів*, очевидно, можна вважати підвищений опір організму до несприятливих умов клімату. На фізіологічному рівні це, передусім, виражається у збільшенні імунних фракцій сироватки крові та в збільшенні м'язової маси тіла.

Специфічні ж реакції є дуже різноманітними. В першому випадку – це підвищення теплопродукції, в другому – відносної поверхні випаровування, у третьому – того та іншого. Саме ці специфічні реакції і дають привід диференціювати морфофункціональні особливості та виділити адаптивні типи (пристосування) відповідно до понять природно-кліматичних поясів: арктичні, помірно-континентальні, тропічні, високогірні, аридні, вологих тропічних лісів і тощо.

Основні расово-діагностичні риси (наприклад, колір шкіри, колір волосся, форма носа, розвиток слизової оболонки губ тощо), які мають, безумовно, пристосувальний характер сформувались у епоху верхнього палеоліту. Адаптивні ж типи пристосування до клімату (судячи з їхньої географічної локалізації) виникають та удосконалюються упродовж всієї людської історії (антропоморфозу).

Розселення людства по Земній кулі стало причиною освоєння нових територій та формування нових адаптивних типів, в яких у результаті пристосувань (адаптації) була реалізована мінливість. Через вищезазначене збільшення маси тіла, посилення метаболізму – процесів типових для населення тропічних широт – це ознаки, набуті на більш пізніх етапах історії адаптації людини при її розселенні в інші кліматичні пояси.

Отже, у пристосованій мінливості у людини найбільш суттєвим є однотипність пристосувальних реакцій у представників різних рас в одних і тих самих екологічних умовах. Адаптивні типи пристосування проявляються насамперед в ознаках, які забезпечують енергетичні можливості організму. Вони виникли упродовж всієї еволюції людства і відображають історію розселення людини по земній кулі.

8.6.2. Акліматизація в океанічному (морському) кліматі

Океан, море і морський клімат, імовірно, були тим початковим середовищем, з якого виникло і розвинулось життя в атмосфері. Адаптація людини до умов морського клімату за своїм характером не є однозначною і визначається різноманітністю чинників, які впливають на утворення клімату, їхніми регіональними і сезонними особливостями, взаємозумовленим впливом суші і моря, своєрідністю останнього як форми підстилаючої поверхні, що займає 3/4 поверхні Землі. Біокліматична своєрідність

океанічного (морського) клімату обумовлюється також хімічними властивостями морської води і її взаємодією з повітрям атмосфери.

Вода морів і океанів містить майже всі хімічні елементи, що знаходяться між собою у складних хімічних сполуках і є слабо лужним розчином (pH = 7,6-8,4). У *1 л океанічної води міститься в розчиненому стані близько 35 г різних солей*, загальна кількість яких позначається як солоність (г/л). Так, солоність поверхневого шару Червоного моря – 41,4 г/л, у тропічних широтах Атлантичного океану – 37,2 г/л, у полярних морях Півночі – 31,4 г/л.

Кількість розчиненого вільного кисню і вуглекислого газу у морській воді більша, ніж в атмосфері. Радіоактивність морської незабрудненої води менша, ніж ґрунту, і визначається, головним чином, радіоактивністю калію (^{40}К).

Під впливом нагрівання від енергії Сонця величезні маси води, випаровуючись, надходять в атмосферу. У морській воді постійно утворюються бульбашки газу, які спливають на поверхню. Під час розриву цих бульбашок в атмосферу потрапляють гази і солі морської води. При цьому процесі утворюються аерозолі і вільні позитивні заряди – аероіони. Найбільша кількість аерозолів знаходитися над водою і поблизу берегової лінії; кількість їх різко зростає при хвилюванні моря, сильному вітрі та морському прибої.

Існують деякі особливості акліматизації для людини, що тимчасово перебуває у відкритих морських акваторіях або проживає постійно на морському узбережжі і островах.

Так у мусонній зоні помірних широт рослини та тварини пристосовані до зміни зимової і літньої погоди. В умовах спекотного морського клімату пристосувальні реакції людини направлені на нейтралізацію дії постійно спекотної погоди. Окрім термічного чинника і ефекту «морської хвороби», при тривалому плаванні мають значення мінливість погоди, особливо з одночасною зміною поясного часу, умови відпочинку і побуту людей, інші чинники.

У помірному морському кліматі вдихання прохолодного вологого повітря, різке відчуття холоду, мають подразнюючу дію на шкірні рецептори. Акліматизація безпосередньо у морських умовах ускладнюється штормовим хвилюванням, що нерідко супроводжується «морською хворобою». У більшості моряків-початківців, які працюють на відкритій палубі, під час плавання у помірних і полярних широтах обмін підвищується до 110–150 %. Проте з роками, у міру акліматизації, він зменшується.

Під час швидкої зміни помірних кліматичних умов на тропічні у моряків і пасажирів спостерігається явна напруга у діяльності центральної нервової і серцево-судинної системи. Наступає зниження імунобіо-

логічної реактивності організму, оксигенізація крові під час проби із затримкою дихання, зміни артеріального тиску. Зворотний перехід супроводжується різким зниженням температури шкіри, зниженням лабільності кровоносних судин шкіри.

Особливого значення набувають реакції пристосування людей, які живуть на острівній суші в умовах тропічного мусонного клімату. Тропічний мусон ослабляє дії високих температур зовнішнього середовища, але супроводжується дощами і високою вологістю. Через порушення функції потовиділення у цей період послабляється і затрудняється терморегуляція. В результаті зростає навантаження на серцево-судинну та інші авторегулюючі системи.

Однією із специфічних рис морського клімату є хімічний склад морського повітря. Якщо врахувати, що доросла людина у спокійному стані вдихає за добу близько 15 $м^3$ повітря, то у період пристосування людського організму до властивостей морського повітря істотне значення має природна інгаляція морських аерозолів.

Досвід тривалих морських експедицій і подорожей показує, що безперервне перебування на морі, поблизу нього, особливо під час штормової погоди, спричиняє біохімічні та фізіологічні зміни в організмі, які найбільше виявляються у перші дні і тижні. У цей час посилюється водний і сольовий обмін, підвищується гідрофільність тканин, організм збагачується йодом і бромом, інтенсифікується фосфорно-кальцієвий обмін, що має життєво важливе значення.

Під впливом морського освіжаючого бризу, підвищується тонус скелетних м'язів, збільшується легенева прохідність, дихальний об'єм легенів, посилюється газообмін з подальшим підвищенням утилізації кисню тканинами. Береги морів помірного і спекотного клімату є місцями найбільшої концентрації мешкання населення і часто використовуються для відпочинку, лікування і туризму.

8.6.3. Акліматизація у спекотних кліматах

До антропоморфологічних особливостей корінних жителів варто віднести більш темний (або темний) кольори шкіри та відносно незначну за вагою м'язову масу. Темні кольори шкіри, як відомо, характеризуються зниженим альбедо, а отже, підвищеним сприйняттям доз ультрафіолетової радіації, що пригальмовує окисні процеси в організмі і, таким чином, зменшує обмін та теплопродукцію організму.

З необхідністю зменшення теплопродукції пов'язане і зменшення м'язової маси. Тепло, виділене ними у процесі роботи, збалансоване меншим потовиділенням на одиницю поверхні. Виділення поту у жителів

тропіків, незважаючи на більшу кількість потових залоз, є меншим, ніж у повністю акліматизованих європейців.

Акліматизовані характеристики для негроїдів визначаються такими показниками, як кучеряве волосся, розвиток злитих оболонок носа і губ, вузька висока голова з витягнутим вперед черепом, подовжена форма тіла, менш розвинений жировий прошарок розглядаються як пристосування до високих температур, інсоляції, високої вологості. Вони сприяють більш повільному і меншому прогріванню тіла в умовах спекотного клімату. Специфічна будова носової порожнини та щілини ока запобігає захворюванням відкритої частини обличчя через підвищені дози видимої ультрафіолетової радіації.

У жителів тропічних і екваторіальних країн добре розвинена фізична терморегуляція, спрямована на охолодження тіла. До незвичайних фізіологічних особливостей варто віднести те, що кровообіг в умовах екстремального клімату виконує не тільки функцію обміну речовин, але й функцію теплообміну. Якщо при холодному кліматі кількість циркулюючої крові на периферії зменшується, то в умовах спекотних температур проявляється, загалом, зворотне співвідношення: кількість циркулюючої крові на периферії збільшується, температура шкіри і тепловипромінювання зростають, артеріальний тиск знижується. Частішання пульсу, підвищення хвилинного обсягу крові розглядається як компенсаційне пристосування, що забезпечує переміщення крові на периферію для збільшення тепловіддачі.

Акліматизація в умовах екстремально спекотного і вологого клімату ускладнюється обмеженням тепловіддачі за рахунок випаровування поту через винятково високу вологість. При температурах повітря близьких до температури шкіри працездатність організмів різко знижується: *межа витривалості без порушень здоров'я становить для здорових людей близько 38°С.*

Тривалий повторюваний вплив спекотних погод призводить до того, що термінові міри захисту *стають менш інтенсивними, реакції клітинного метаболізму перебудовуються, організм стає більше витривалим до високих температур зовнішнього середовища.* В екваторіальній зоні досить добре акліматизуються люди різних рас. Цьому сприяють невеликі коливання температури.

Хімічна терморегуляція у спекотному кліматі має істотне значення і проявляється у зростанні споживання кисню в не цілком здорових або приїжджих з більш холодного клімату людей. Надалі при акліматизації відбувається зниження споживання кисню за рахунок зменшення окисного обміну в печінці, шлунку та м'язах.

Зниження обміну речовин і перерозподіл в організмі крові призводить до ослаблення діяльності всіх ланок травної системи: стан поганого апетиту у спекотну погоду знайомий кожному.

Істотна роль в акліматизації до спекотного клімату належить нейро-ендокринній регуляції: знижується діяльність щитовидної залози. У міру адаптації до високих температур, можливе виснаження діяльності ендокринних залоз.

Акліматизація в умовах спекотної пустелі

Середня денна температура тропічних пустель перевищує екваторіальну. Значні добові перепади температури підсилюють навантаження на терморегуляцію. У пустелі температура шкіри зберігається на високому рівні, але може виникнути недостатнє кровопостачання нервової системи. Тому частота пульсу є зручним критерієм реакції на спеку, дегідратацію. Нею можна користуватися як показником стану акліматизації.

Якщо добова потреба у воді в помірній кліматичній зоні становить приблизно 2,5 л, то у спекотному кліматі вона зростає до 3,5–5 л. Сухе повітря полегшує охолодження тіла через випаровування, проте спричиняє необхідність великого споживання води. Навіть без обмеження води відбувається невелике зневоднювання організму – «мимовільна дегідратація», що у спокої й тим більше при роботі може перевищити втрату маси тіла на 2–5 %. Випита вода вгамовує спрагу через 10–15 хв, тобто відразу після її всмоктування у кров. Людині необхідна вся вода, що вона випиває у стані спраги. Тому існує думка, що необхідність обмежування прийому рідини у пустелі під час спраги є помилковим твердженням. При акліматизації до сухих кліматів в усіх людей відзначається компенсаторне невелике розрідження крові. Сильне потіння при вологому повітрі може привести до згущення крові.

Одним з інтегральних показників завершення акліматизації людини до спекотного клімату є зсув зони комфортних оцінок тепловідчуття навколишнього середовища з оцінкою «добре» 19–22°С на початковому етапі (до 10 днів) до 22–26°С при перебуванні протягом року.

Швидкість акліматизації здорових людей варіює у широких межах. У цілому акліматизація людини до умов спекотного клімату йде більш швидко, ніж до умов холодного клімату: за даними деяких авторів для цього досить кількох днів, за іншим даними – кількох місяців, а то й років.

8.7. ГЛОБАЛЬНЕ ПОТЕПЛІННЯ

8.7.1. Кліматична криза

Парникові гази – це гази, які затримують сонячну енергію на поверхні Землі та в атмосфері і перешкоджають її поверненню назад у космос. Це явище називається ***парниковий ефект***, завдяки якому на Землі підтримується комфортна для життя температура.

До парникових газів відносять:

1. Двоокис вуглецю CO_2
2. Метан CH_4
3. Оксид азоту(I) N_2O
4. Озон O_3
5. Водяна пара.

Глобальна середня температура – це середнє значення всіх температур на Землі за конкретний рік. Зазвичай дані обчислюються по регіонах за кожен день, а потім виводиться середнє арифметичне за рік для всієї планети. Різниця між річними показниками цих середніх температур і є те саме зростання (або падіння) середньої глобальної температури на Землі. Підвищення глобальної середньої температури на Землі означає, що спекотних днів у році стало більше, а холодних – менше. Це не означає, що кожен день у порівнянні з відповідним днем року у доіндустріальну епоху став на 1 градус теплішим.

Згідно зі спостереженнями, середня глобальна температура на Землі вже зросла на 0,95°С з 1880 року. ***Глобальне потепління*** на планеті відбувається нерівномірно. Середня температура в арктичних регіонах планети вже зросла на 2°С.

Зміна клімату – це зміна характеру погодних умов протягом тривалого періоду (більше 30 років) для значної території.

Відновлювані джерела енергії (ВДЕ) – це джерела енергії, що походять із природних джерел або процесів та поповнюються природнім шляхом. До таких джерел відносяться енергія сонця, вітру, органічної біомаси, енергія водних ресурсів, земних надр, а також інші джерела, такі як побутове органічне сміття, стічні й каналізаційні води.

Стале споживання – це задоволення своїх потреб з мінімальним впливом на навколишнє середовище.

Наприклад, використання світлодіодної лампочки замість лампочки розжарювання скорочує використання електроенергії, а отже, й обсяг викидів парникових газів під час її вироблення. Пересування по місту на велосипеді замість приватного авто зводить викиди парникових газів від пересування до нуля.

Зміна клімату чи кліматична криза? Парниковий ефект – це нормальне природне явище. Але після промислової революції з середини 19 ст. через спалювання викопного палива концентрація парникових газів в атмосфері почала різко зростати. Тому все більше сонячного тепла залишається в земній атмосфері та нагріває земну поверхню і світовий океан. Все частіше науковці вживають термін «кліматична криза» замість «зміни клімату», щоб підкреслити серйозність цієї проблеми та потребу її вирішувати вже зараз.

Кліматична криза – це надмірно стрімка зміна клімату через підвищення глобальної середньої температури.

Від наслідків зміни клімату найбільше страждають країни з низьким рівнем економічного розвитку. З одного боку, вони викидають в атмосферу найменше парникових газів, споживають найменше ресурсів, а з іншого – не мають достатнього фінансування для адаптації або боротьби з наслідками зміни клімату. Саме тому кліматичні активісти дедалі частіше вимагають кліматичної справедливості.

Наслідки зміни клімату

Посухи. Від посух стає менше не тільки врожаїв, а й лісів. Рослини втрачають вологу та збільшується ризик пожеж. Під час пожежі в Австралії взимку 2019-2020 року постраждав 1 мільйон тварин. Через посуху, спричинену зміною клімату, пожежа була тривалішою в часі та масштабнішою у порівнянні з попередніми.

Зменшення водності річок. Підвищення температури призведе до більшого випаровування та зміни характеру опадів. Води в басейнах річок стане менше. За оцінками українських вчених, в р. Дніпро на період 2030–2040 рр., порівняно із 2010 р., буде менше води на 29 %, а в р. Дністер – на 37 %. Це призведе до нестачі води для задоволення наших сільськогосподарських, побутових та промислових потреб.

Затоплення острівних держав та прибережних зон континентальних держав через підняття рівня світового океану. Вже зараз під водою зникають Мальдіви, Фіджі, Сейшельські острови, Маршаллові острови, Канарські острови, Федеративні Штати Мікронезії, Французька Полінезія, Філіппіни, Тувалу. Соломонові острови вже втратили 5 островів через

підняття рівня океану. Крім того, через танення льодовиків зникає природне середовище існування білих ведмедів, пінгвінів, тюленів тощо.

Кліматичні біженці. Це люди, які більше не зможуть жити на своїй рідній землі через затоплення території, частіші та сильніші урагани, надмірну спеку та погіршення умов життя через зміну клімату. Ці люди будуть змушені мігрувати у більш сприятливі регіонів. Населеним пунктам у комфортніших кліматичних зонах загрожує перенаселення, збільшення навантаження на інфраструктуру, виробництво їжі та інше.

Інші наслідки. Також до наслідків зміни клімату відносять зменшення біорізноманіття, окислення океанів, опустелення, пилові бурі, аномальні спеки влітку, підвищення концентрації шкідливих речовин у зневоднених річках.

Чому парникових газів стає більше? Парникові гази були в атмосфері завжди. За усталеними природними циклами ці гази потрапляють в атмосферу, а потім поглинаються океанами, рослинами та замерзають у льодовиках тощо. Так було до початку промислової революції у 19 ст. З тих пір через спалення викопного палива в атмосферу потрапляє суттєво більше парникових газів. До того ж, кількість лісів та обсяг льодовиків скорочуються, а океани, через насичення вуглекислим газом, окислюються. В результаті, останні перестають поглинати і починають виділяти парникові гази. Здебільшого парникові гази викидають теплові електростанції, промислові підприємства, авіація, вантажні перевезення та сільське господарство. Проте споживачі послуг та товарів теж несуть відповідальність за викиди. Для того, щоб зарядити смартфон та подивитися телевізор, потрібна електроенергія. Щоб виробити електроенергію, потрібно спалити вугілля, газ, бензин – викопне паливо. Коли його спалюють, в атмосферу потрапляє велика кількість вуглекислого газу (CO_2). Сільськогосподарські тварини в процесі життєдіяльності продуктують метан – газ, із парниковим ефектом у десятки разів сильнішим, ніж вуглекислий газ.

Протидія зміні клімату

У 1992 році, під час міжнародного Саміту Землі у Ріо-де-Жанейро, 154 країни визнали, що клімат змінюється через людську діяльність та вирішили спільно протидіяти глобальному потеплінню.

У 2015 році на Міжнародних кліматичних переговорах ООН була укладена Паризька угода, де всі погодились стримувати підвищення глобальної температури на рівні не більше 2°С відносно індустріального рівня. Це означає, що глобальні викиди мають скорочуватись, і у 2030 році складати 50 % від викидів 2010 року.

8.7.2. Кліматична політика України

Уже зараз наслідки зміни клімату помітні в Україні. Протягом останніх років українці та українки відчули на собі нестерпну спеку та задуху влітку. У 2020 році були серйозні наслідки безсніжної зими, все частіші посухи, пилові бурі, сильні пожежі та забруднення повітря. Причиною цього є діяльність людини: добування та спалювання викопного палива (вугіллі, нафти, газу), вирубування лісу, надмірне сільське господарство, транспорт, промисловість.

Зміна клімату – це зміна характеру погодних умов протягом тривалого періоду (більше 30 років) для значної території.

Зміну клімату можна сповільнити завдяки скороченню викидів парникових газів через системні зміни.

Окрім скорочення викидів парникових газів потрібно адаптуватися до наслідків зміни клімату для того, щоб бути готовими до сильних дощів, попереджувати пожежі, повені, посухи, тощо.

Адаптація до зміни клімату – це зниження вразливості країн та громад до зміни клімату за рахунок підвищення їх здатності пристосовуватись до впливу зміни клімату та зберігати стабільність

У Паризькій угоді, згідно з якою всі країни домовилися втримати до кінця століття підняття середньої глобальної температури на рівні 1.5-2°C від доіндустріального рівня, також говориться про те, що адаптація до змін клімату є ключовим компонентом реагування на зміну клімату з метою захисту людей та екосистем. При адаптації до зміни клімату мають враховуватися потреби всіх країн, а особливо найбільш вразливих до негативних наслідків зміни клімату.

Заходи з адаптації до зміни клімату створюють соціальні, екологічні та економічні вигоди для громад. Наприклад, це може бути створення додаткових робочих місць, збільшення туристичної привабливості населеного пункту, покращення якості повітря або води.

Також заходи з адаптації заощаджують кошти. За оцінкою Всесвітньої комісії з адаптації в 2019 році, інвестиції в адаптаційні заходи в розмірі 1,8 трлн доларів США принесуть вигоди в 7,1 трлн доларів США у вигляді запобігання витрат у майбутньому. Або 1$ вкладений у адаптацію зекономить 6$ на боротьбу з наслідками зміни клімату.

Заходи з адаптації до зміни клімату є дуже різні. Умовно можна виділити два варіанти заходів з адаптації - технічні та природоорієнтовані

рішення (ПОР). У деяких сферах, як енергетика, промисловість, транспорт можливе використання тільки технічних рішень, проте у сферах сільського та лісового господарства, водних ресурсів, містах, захисті здоров'я можливе поєднання технічних і природорієнтованих рішень, проте пріоритет має надаватися саме природоорієнтованим рішенням, оскільки вони є зазвичай більш дешевими, довготривалими і крім адаптації до зміни клімату мають додаткові переваги

Природоорієнтовані рішення (ПОР) – це рішення, які допомагають боротися зі зміною клімату шляхом захисту і відновлення природних екосистем (рис. 8.5).

а) «зелені» трамвайні колії

б) «зелені» дахи будинків

Рисунок 8.5. *Природоорієнтовані рішення*

Зелені трамвайні колії, які швидше поглинають воду після дощу, поглинають шум та вібрації від трамваїв та очищують і охолоджують повітря (рис.8.5 а). Зелений дах будинку в Копенгагені, мета якого очищувати та охолоджувати повітря і поглинати воду після опадів (рис.8.5 б).

Давайте дізнаємося, які заходи з адаптації до зміни клімату існують в Україні на прикладах з різних сфер – сільського та лісового господарства, водних ресурсів та адаптації міст.

Зміна клімату суттєво впливає на ***сільське господарство*** України. Через посухи у 2020 році в Україні склалися вкрай несприятливі погодні умови для отримання врожаю. Самої лише кукурудзи було повністю втрачено на 203 тис. га, а на 718 тис. га отримано дуже низьку врожайність. Причиною цього є зростання температури повітря та недостатня кількість опадів, які необхідні для вирощування сільськогосподарських культур.

Сільське господарство має значні можливості для скорочення викидів парникових газів та адаптації до зміни клімату. Одним із заходів адаптації до зміни клімату сільського господарства – є надання переваги посухостійким та теплолюбним культурам, оскільки середня температура

піднімається, певні культури будуть більше не придатні для вирощування в Україні, тому потрібно їх замінювати на ті, які будуть більш витривалими до спеки. Прикладами таких культур є просо, кавуни, сорго, нут, тощо.

Лісове господарство повинне реагувати на зміни клімату швидше, ніж будь-який інший сектор. Через повільне зростання дерев, немає часу для короткострокових адаптаційних заходів. Не всі породи дерев можуть добре пристосуватися до «нового» клімату. Зокрема, штучні ліси, де зростають дерева однієї породи, не є дуже стійкими до посухи. З підвищенням температури також зростає кількість шкідників, які вражають ослаблені ліси.

Зміна клімату не спричиняє пожежі, але через посухи зростає швидкість поширення і масштабність пожеж, а через нестачу води ускладнюється процес їх гасіння.

Також важливо знати і пам'ятати, що висадка дерев – це не завжди хороша ідея і ідеальне рішення. По-перше, варто ретельно обирати дерева для висадки для того, щоб не висадити чужорідні види дерева, які тільки зашкодить місцевій екосистемі.

По-друге, значну роль відіграє місце посадки дерев. Не варто засаджувати деревами болота, степи, луки. Якщо ви хочете висадити дерева, то спочатку зверніться до фахівців, які підкажуть, який вид дерева, у якому місці та коли найкраще висаджувати.

Як адаптувати ліси до нових умов:

- Висаджувати мішані ліси на зміну монокультурних лісів однієї породи.
- Вживати заходи із попередження поширення пожеж – широкі мінералізаційні смуги (штучно створені протипожежні бар'єри), пожежні водойми в лісі.
- Відновлювати болота в межах лісу. Болота утримують воду після паводків та дощів та забезпечують подальше живлення лісу водою.
- Варто переходити на вибіркові рубки імітуючи природні процеси випадання деревини, так в лісі буде утримуватись більше вологи, менше руйнуватиметься ґрунт та зберігатиметься біорізноманіття.

Через зміну клімату погіршується якість та зменшується кількість ***водних ресурсів*** в Україні. Україна одна з найменш водозабезпечених країн Європи, особливо брак води відчувається в літній період у південних та східних регіонах України. Також підвищення температури призводить до цвітіння та збільшення кількості водоростей у водоймах. Але з іншого боку збільшується частота сильних дощових паводків, які загрожують затопленням значних територій та великими економічними втратами. На кожного українця припадає 1217м³

прісної води, тоді як навіть у Ефіопії та Нігерії цей показник більший – 1243м³ та 1252м³ на душу населення відповідно.

Також через зміну клімату відбувається процес підняття рівня світового океану, Україна теж вразлива до цього.

На 2020 рік 56 % населення планети проживають ***у містах***, а до 2050 очікується, що 70 % населення будуть жити в містах. Аби забезпечити комфортне проживання жителів, та бути готовими до хвиль спеки влітку, не нормованих опадів дощу чи снігу, сильних вітрів містам також потрібно змінюватися і адаптуватися.

Кожне місто унікальне і заходи з адаптації будуть для кожного різні, але є ***універсальні методи***. Це збільшення зелених зон, які створюють прохолоду під час спеки, а також очищують повітря і швидше поглинають воду після дощу. Варіанти зелених зон можуть бути дуже різні. Можна висаджувати дерева на дахах будинку, якщо є така можливість, створювати маленькі парки, збільшувати кількість природних поверхонь.

Україна на шляху до активних дій з адаптації до зміни клімату. У деяких населених пунктах є локальні приклади. Наприклад, є всесвітня мережа міст Угода мерів, які займаються тим, щоб міста знижували викиди парникових газів та адаптувалися. В Україні 181 місто підписали Угоду мерів і зобов'язалися зменшувати викиди парникових газів та оцінити особисту вразливість до зміни клімату та на її основі будуть планувати заходи з адаптації.

Українська влада опікується цією проблемою. Оновлений ***національний визначений внесок України до Паризької Угоди*** (НВВ2). Відповідне рішення Кабінет Міністрів України прийняв з техніко-юридичними правками 30 липня 2021 р.

У документі закладена ціль – до 2030 року скоротити викиди парникових газів до рівня 35 % порівняно з 1990 роком.

Серед основних заходів досягнення такого показника в наступні 10 років:

- модернізація енергетичних та промислових підприємств;
- розвиток відновлюваних джерел енергії;
- заходи енергоефективності в усіх секторах економіки від виробництва, транспортування до споживання;
- термомодернізація будівель;
- збільшення частки органічного сільського господарства та ресурсозберігаючих практик сільського господарства;
- електрифікація та оновлення транспорту;
- запровадження ієрархії управління відходами;
- збільшення лісистості та реформа управління лісовим фондом (рис. 8.6).

Рисунок 8.6. *Оновлені кліматичні цілі України до 2030 року*

Стратегічні цілі щодо декарбонізації та послідовний підхід до їх досягнення є логічним продовженням євроінтеграційного курсу України.

Реалізація документа позитивно позначиться на стані природних ресурсів, зокрема дозволить зменшити забруднення атмосферного повітря, водних об'єктів та земель.

«Зміна клімату стала однією з найбільш гострих світових проблем. Лише за останні кілька років в Україні і світі в рази збільшилась кількість аномальних погодних явищ, які призводять до загибелі людей та значних економічних втрат. У такій ситуації сценарій нічого не робити є найнебезпечнішим. Бездіяльність сьогодні може мати катастрофічні наслідки вже завтра. У тому числі, у вигляді шалених економічних збитків, які в сотні разів перевищуватимуть обсяг коштів, потрібних для поступового скорочення викидів. Тож Україна не залишиться осторонь трансформацій. І визначення реальних цілей кліматичної політики та їх досягнення – єдиний правильний вихід», – прокоментував Міністр захисту довкілля та природних ресурсів Роман Абрамовський.

За оцінками вчених, у наступні 10 років усі країни світу мають закласти основи для трансформації різних секторів економіки, аби зменшити викиди в атмосферу. І Україна, як частина світової спільноти, теж є активним учасником боротьби з глобальним викликом.

Запитання для самоперевірки з розділу 8

1. Кліматичні ресурси.
2. Кліматична комфортність.
3. Оцінка меж кліматичної комфортності.
4. Поняття екстремального середовища.
5. Акліматизація.
6. Біокліматичні індекси.
7. Індекси ефективних температур.
8. Індекси холодового стресу.
9. Індекси суворості і континентальності клімату.
10. Екологічна роль погоди і клімату в індустрії відпочинку, туризму, спорту.
11. Еколого-кліматичні оцінки купального сезону на водоймах.
12. Кліматотерапія.
13. Нормування терморегуляційних навантажень.
14. Що розуміють під «біокліматологією»?
15. Перелічіть розділи біокліматології та дайте коротку характеристику кожному з них.
16. Які показники мають значення при біометеорологічній оцінці погод?
17. Поясніть вплив атмосферного тиску на самопочуття людини.
18. У чому проявляється негативний вплив високої вологості повітря на здоров'я людини?
19. Яким чином на самопочуття людини впливає надмірно сухе повітря?
20. Від якої метеовеличини залежить вплив температури повітря на самопочуття людини? Назвіть найбільш сприятливі комбінації.
21. Поясніть сутність теплового удару. У чому полягає принципова відмінність між тепловим та сонячним ударом?
22. Які фактори впливають на електричний стан атмосферного повітря?
23. У чому проявляється позитивна дія негативних аерофонів?
24. Дайте визначення поняттю «Метеочутливість».
25. Від чого залежать прояви метеочутливості людини?
26. Що розуміють під метеопатичними реакціями?
27. Що розуміють під метеопрофілактикою? Назвіть види метеопрофілактики.
28. Які методи застосовують у разі планової метеопрофілактики?
29. Що включають загальні та спеціальні заходи термінової метеопрофілактики?
30. Що розуміють під геліотерапією? У чому проявляється користь сонячних ванн?
31. У чому проявляється фізіологічна дія морських купань?
32. У чому полягає комплексна дія спелеофакторів на організм людини?
33. У чому полягає суть спелеотерапії та в яких випадках її призначають?
34. Що розуміють під «забрудненням атмосферного повітря»?
35. Як поділяють джерела забруднення атмосферного повітря відповідно до походження? Охарактеризуйте кожне з них.

36. Поясніть різницю між організованими та неорганізованими джерелами викидів.
37. Поясніть негативний вплив на атмосферне повітря підприємств чорної та кольорової металургії.
38. Джерелом яких хімічних домішок атмосферного повітря є нафтопереробна промисловість?
39. Яким чином на стані атмосферного повітря позначається виробництво будівельних матеріалів?
40. Проаналізуйте частку кожного із видів транспорту в загальному рівні забруднення атмосферного повітря.
41. Якими хімічними компонентами атмосферне повітря забруднюють автомобілі?
42. Що таке «аерозолі»? Охарактеризуйте їхній вплив на інтенсивність та швидкість формування опадів у місті.
43. Перелічіть класи аерозолів та дайте характеристику кожному із них.
44. Поясніть сутність функції тропосфери як глобального окиснювального резервуара.
45. Яким хімічним сполукам належить провідна роль у процесах окислення в атмосфері? Яким чином вони утворюються?
46. За рахунок трансформації яких речовин у тропосфері можливі кислотні дощі?
47. Поясніть співвідношення між поняттями макро-, мезо- та мікроклімату.
48. До якого ієрархічного рівня відносять клімат міста? Перелічіть головні антропогенні фактори, що визначають кліматичні особливості міста.
49. Що розуміють під поняттям «острів тепла» та якою величиною його характеризують?
50. Перелічіть фактори, що впливають на тепловий баланс міста.
51. Чи відрізняється інтенсивність острова тепла упродовж доби чи сезонів року?
52. Чи відрізняється вітровий режим міста від приміських територій? Поясніть яким чином змінюється швидкість вітру у горизонтальній та вертикальній площині.
53. Проаналізуйте фактори, які впливають на поле вологості у місті.
54. Які фактори є передумовою формування острова вологості?
55. Яким чином місто впливає на кількість та повторюваність опадів?
56. Які умови діяльності вітру є причиною максимального забруднення повітря?
57. У яких випадках можуть формуватися умови для виникнення температурних інверсій?
58. Яким чином можна визначити можливість теплового перемішування атмосферного повітря?
59. Поясніть причини підвищеного рівня забруднення атмосферного повітря у зимовий період.

60. Яким чином на рівень забруднення атмосферного повітря впливають опади?
61. Яким чином забруднення атмосфери домішками впливає на видимість?
62. Яким чином забруднення атмосфери впливає на повторюваність та інтенсивність туманів?
63. Які фактори сприяють підвищенню рівня забруднення?
64. Які фактори сприяють зменшенню рівня забруднення?
65. Яким чином потрібно враховувати кліматичні особливості при формуванні просторової структури міста?
66. Мета Паризької угоди.
67. Розкрийте поняття «кліматична криза».
68. Схарактеризуйте зусилля України по стриманню негативних наслідків глобальних кліматичних змін.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Антонов В. С. Короткий курс загальної метеорології : навчальний посібник / В. С. Антонов. – Чернівці : Рута, 2004. – 336 с.
2. Атлас естественных условий и природных ресурсов Украины. 1978.
3. Волошина А. П. Руководство к лабораторным занятиям по метеорологии и климатологии / А. П. Волошина, Т. В. Евневич, А. И. Земцова. – М. : Изд. Моск. ун-та, 1975. – 143 с.
4. Гуральник И. И. Метеорология / И. И. Гуральник, Г. П. Дубинский, С. В. Мамиконова. – Л. : Гидрометеоиздат, 1972. – 416 с.
5. Зверев А. С. Синоптическая метеорология / А. С. Зверев. – Л. : Гидрометеоиздат, 1977. – 711 с.
6. Качурин Л. Г. Руководство к лабораторным работам по метеорологии / Л. Г. Качурин. – Л. : Гидрометеоиздат, 1955. – 424 с.
7. Колісник П. І. Метеорологія : практикум / П. І Колісник. – К.: Вища шк., 1986.
8. Максименко Н. В., Бєляєва І. В. Загальна метеорологія і кліматологія : навчальний посібник для студентів ВНЗ / Н. В. Максименко, І. В. Бєляєва. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2012. 256 с.
9. Метеорологія і кліматологія : підруч. / За ред. С. М. Степаненко. – Одеса: ТЕС, 2008. – 534 с.
10. Моргунов В. К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений : учебник / В. К. Моргунов. – Р. н/Д : Феникс. – Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. – 331 с.
11. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, ч 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
12. Семенченко Б. А. Физическая метеорология / Б. А. Семенченко. – М. : Аспект Пресс, 2002. – 415 с.
13. Стернзат М. С. Метеорологические приборы и измерения / М. С. Стернзат. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
14. Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов / С. П. Хромов. – Л. : Гидрометеоиздат, 1983. – 455 с.
15. Хромов С. П. Метеорология и климатология : учебник – 7-е изд. / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. – М. : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. – 582 с.
16. Електронний ресурс: sum.in.ua/s/meteorologhija – *МЕТЕОРОЛОГІЯ* – Академічний тлумачний словник.
17. Бекетов В. Е. Конспект лекций по разделу «Рассеивание загрязняющих веществ в атмосферном воздухе и методики расчета приземных концентраций» к дисциплине «Инженерная аэроэкология городов»

(для студентов 5 курса дневной и 5–6 курсов заочной форм обучения специальности 7.070801, 8.070801, 7.04010601, 8.04010601 «Экология и охрана окружающей среды» / В. Е. Бекетов, Г. П. Евтухова, Ю. Л. Коваленко; Харьковская нац. академия городского хоз-ва. – Х. : ХНАГХ, 2011. – 74 с.

18. Бєкєтов В. Є. Конспект лекцій з курсу «Прикладна аероекологія». Модуль 1 «Атмосфера. Основні терміни та визначення» (для студентів 2 курсу денної форми навчання за напрямом 6.040106 «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування») / Харківська нац. академія міського госп-ва; В. Є. Бєкєтов, Г. П. Євтухова, Ю. Л. Коваленко. – Х. : ХНАМГ, 2011. – 44 с.
19. Гончаренко Н. Н. Оценка потенциала загрязнения атмосферы для крупных центров Украины / Н. Н. Гончаренко // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2004. – Вип. 48. – С. 159–164.
20. Максименко Н. В., Гуцуляк В. М., Дудар Т. В. Ландшафтна екологія : підручник для студентів вищих навчальних закладів / Н. В. Максименко, В. М. Гуцуляк, Т. В. Дудар.– Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2015 . – 284 с.
21. Метеорологія та кліматологія : навчально-методичний посібник для проведення семінарів, практичних, самостійних та науково-дослідних робіт студентів екологічних спеціальностей закладів вищої освіти / Н. В. Максименко. Вид. 4-е перероблене і доп. – Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2020. – 68 с.
22. Проценко Г. Д. Метеорологія та кліматологія : навчальний посібник. – К., 2007. – С. 265.
23. Державні санітарні правила охорони атмосферного повітря (від забруднення хімічними та біологічними речовинами), ДСП-201-97 – [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.uazakon.com/big/text1359/pg1.htm
24. Директива 2004/107/ЄС Європейського парламенту та ради від 15 грудня 2004 року щодо миш'яку, кадмію, ртуті, нікелю та поліциклічних ароматичних вуглеводнів у навколишньому повітрі.
25. Директива 2008/50/ЄС Європейського парламенту та ради від 21 травня 2008 року про якість атмосферного повітря та чистіше повітря для Європи.
26. Кіреєва І. С. Промислові міста: забруднення атмосфери і ризик для здоров'я // Профілактична медицина. – Лип. – серп. 2008 р. – № 4. – С. 6–11.
27. Клименко В. Г. Забруднення атмосферного повітря : методична розробка для студентів-географів. / В. Г. Клименко, Ю. О. Цигічко. – Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2010. – 26 с.

28. Методичні вказівки до практичних занять, виконання РГР та самостійної роботи студентів з дисциплін «Моніторинг довкілля, екологія та охорона біосфери», «Моніторинг довкілля та охорона навколишнього середовища» (для студентів 3 курсу денної і заочної форми навчання за напрямами підготовки 6.060103 «Гідротехніка (Водні ресурси)») / Харківська нац. академія міського госп-ва; уклад. : Дегтерева Л. І., Булгакова О. В. – Х. : ХНАМГ, 2009. – 24 с.
29. Оцінка ризику для здоров'я населення від забруднення атмосферного повітря: методичні рекомендації // МОЗ : наказ № 184 від 13.04.2007 р. – К., 2007. – 28 с.
30. Положення про порядок видачі дозволів на викиди забруднюючих речовин в атмосферне повітря стаціонарними джерелами. Затверджено постановою Кабінету Міністрів України від 29 травня 1996 р. № 364. // Екологічне законодавство України. Книга 2. – К., 1998.
31. Постанова Кабінету Міністрів України № 343 «Про затвердження порядку організації та проведення моніторингу в галузі охорони атмосферного повітря» від 09.03.1999 р.
32. Про забезпечення санітарного та епідемічного благополуччя населення : Закон України від 24.02.1994 № 4004-XII // Відомості Верховної Ради України. – 1994. – № 27. – С. 19.
33. Про охорону атмосферного повітря : Закон України від 16.10.1992 № 2707-XII // Відомості Верховної Ради України. – 1992. – № 50. – С. 12
34. Список орієнтовних безпечних рівнів впливу (ОБРВ) забруднюючих речовин в атмосферному повітрі населених місць, затверджений постановою Головного державного санітарного лікаря України від 21.03.2002 р. N 11. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://document.ua/orientovno-bezpechni-rivni-vplivu-obrv
35. Стольберг Ф. В. Экология города / Стольберг Ф. В. – К. : Либра, 2000 – С. 63–78.
36. Кучерявий В. П. Урбоекологія / Кучерявий В. П. – Львів : Світ, 2001. – 514 с.
37. 10 кроків для протидії зміні клімату. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://ecoaction.org.ua/10-krokiv.html
38. Дослідження про підвищення рівня моря в Україні. [Електронний ресурс]. –Режим доступу: https://ecoaction.org.ua/voda-blyzkoreport.html
39. Паризька Угода та Україна. [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://ecoaction.org.ua/perehovory-pro-zminu-klimatu.html
40. Все про причини та наслідки зміни клімату. Як до них готуватися. [Електронний ресурс]. –Режим доступу: https://ecoaction.org.ua/zmina-klimatu-ua-ta-svit.html

41. Office of Research and Development National Center for Environmental Assessment. Integrated science assessment for oxides of nitrogen - Health criteria. North Carolina : United States Enivronmental Protection Authority, 2016. EPA/600/R-15/068.
42. Cheremisinoff, Paul N and Young, Richard Alan. Air Pollution Control and Design Handbook. s.l. : M Dekker, 1977. pp. 672-673. Vol. 2.
43. Urban Air Quality in Europe. Boulter, P G, Borken-Kleefeld, J and Ntziachristos, L. [ed.] M Vianna. Berlin Heidelberg : Springer-Verlag, 2013, Handbook of Environmental Chemistry, Vol. 26, pp. 31-54.
44. NO_x emissions in China: historical trends and future perspectives. Zhao, B, et al. 13, 2013, Atmospheric Chemistry and Physics, pp. 9869-9897.
45. Он-лайн карта вмісту NOx атмосфері планети. [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://aqicn.org/faq/2017-01-10/nitrogen-dioxyde-no2-in-our-atmosphere/
46. World-wide Air Quality Monitoring Data Coverage. [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://aqicn.org/sources/
47. United Framework. [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://aqicn.org/data-platform/register/
48. Air quality monitoring device & sensors research. [Електронний ресурс]. Режим доступу: https://aqicn.org/sensor
49. Микроскопическая угроза: частицы PM10 и PM2,5. [Електронний ресурс]. Режим доступу: https://www.msulab.ru/knowledge/air/microscopic-threat-particles-pm10-and-pm2%265/

СЛОВНИК ТЕРМІНІВ

Абсолютно чорне та дзеркальне тіло – **76**
Агрометеорологія **– 11**
Адвекція – **97**
Адіабатичне охолодження – 133
Адіабатичні процеси – **89**
Аерономія – **340**
Актинометрія – **79**
Амплітуда річного ходу – **110**
Анемометр – **66**
- чашковий **– 70**
- крильчастий – 70

Анеморумбограф – **66**
Анеморумбометр – **66,** 69
Аномальні властивості води – **124**
Антарктична станція Академік Вернадський **– 28**
Антипасати – **185**
Антициклонічний рух – **102**
Аридний клімат низьких широт – **228**
Аридний клімат помірних широт – **227**
Астрономічні фактори – **230**
Атмосферний тиск (Р) – **49**
Багаторічна мерзлота – **204**
Барична тенденція – 50
Баричний градієнт – 187
Барограф – **55**
- добовий – 56
- тижневий – 56

Барометр – **53**
Барометр-анероїд – 54
Барометричний тиск – 51
Біометеорологія **– 11**
Бора – **194**
Бризи – **186**

Важка вода – 124
Вертикальна неоднорідність атмосфери – 40
Вертикальний турбулентний обмін – **180**
- коефіцієнт турбулентного обміну – 180
- коефіцієнт турбулентності k – **180**

Види гідрологічних спостережень – 27
Вимірник висоти хмар (ВВХ) – 65
Випар – 104
Випаровуваність – **139**
Випромінювання атмосфери, що іде – **78**
Висота Сонця – 80
Витрата радіації – 84
Відбивна здатність, або альбедо – **82**
Відбита сонячна радіація – **78,** 203
Відхиляюча сила обертання Землі, або сила Коріоліса – **172**
Відцентрова сила – **174**
Вільна атмосфера – 18
Віна, закон, або закон зсуву – **77**
Вітер – 14, **66**
Вітрові конуси – 66
Водяна пара **– 36**
Вологий континентальний клімат – 223
- з коротким літом – **223**
- з довгим літом – **224**

Вологий субтропічний клімат – **225**
Вологий тропічний клімат, або клімат вологих тропічних лісів – **229**
Вологість повітря – **14, 56, 57, 125**
- пружність водяної пари (e) – **125**
- пружність насичення a – **126**
- дефіцит вологості (d) – **126**
- відносна вологість (r) – **126**
- точка роси (τ) – **126**
- дефіцит точки роси – **128**
- абсолютна вологість (a) – **127**
- питома вологість (q) – **127**

- відношення суміші (S) – **127**

Вологоадіабатичний градієнт температури γ_a **– 93**
Вологоадіабатичний закон – 193
Вплив перешкод на вітер – 169
Всесвітня метеорологічна організація **– 29**
Вюрмсько-висло-валдайсько-висконсинське зледеніння **– 232**
Географічні зони – 221
Геокорона – **39**
Геострофічний вітер – **175**
Геофізичні фактори – **230**
Геоциклострофічний вітер – **177**
Гетеросфера – 45,46
Гігрограф – **60**
- волосяний **– 60**
- плівковий – **60**

Гігрометр волосяний – **60**
Гігрометричний метод – 59
Гідрологічна мережа спостережень **– 26**
Гідрометцентр **– 21**
Гідрохімічна мережа спостережень **– 28**
Гіпокапнія – 52
Гіпоксія – 51
Гірсько-долинні вітри – **189**
Гірська (високогірна) хвороба – 265
Глобальний клімат – **202**
Гомосфера – **46**
Горизонтальна видимість – 14
Горизонтальна неоднорідність атмосфери – 162
Град **– 148**
Градієнтна сила – **170**
Градієнтний вітер – **174**
Граничний шар атмосфери, або шар тертя – **164**
Густина повітря – 52
Густина потоку прямої радіації – **79**
Гюнц-небраська льодовикова епоха – **231**

Дальтона, закон – **138**
Державна гідрометеорологічна служба **– 21**
Державний комітет України по гідрометеорології **– 21**
Дефіцит вологості (d) – **57**
Дефіцит насичення – 134
Динамічна метеорологія **– 11**
Динамічна рівновага фаз – 134
Діоксид вуглецю **– 35, 38**
Діяльні поверхні – **84**
Добовий та річний хід відносної вологості – 130
Добовий хід метеорологічного елемента – **108**
Добовий хід тиску водяної пари – 128
Дощ – **148**
Евапотранспірація – **140**
Еквівалентна температура – **95**
Екзосфера – 45
Екмана, спіраль – **182**
Електронні хмари – **43**
Електропровідність – 39
Енергія нестійкості – 96
Ефективне випромінювання – **84**
Жорсткість погоди – **71**
Загальна циркуляція атмосфери – **155, 204**
Закон баричного вітру **–** 177
Закон збереження енергії – **89**
Замкнута термічна циркуляція повітря – **157**
Заморозки – **110**
Земний магнетизм – 40
Зимова інверсія – 42
Зміна вологості з висотою – 131
Зональність – 205
Зустрічне випромінювання атмосфери – **84**
Ізотерми – **104**
Інверсія температури – **100**
- глибина І. – 100

- радіаційна І. – **100**
- нічна І. – **100**
- зимова І. – **101**
- адвективна І. – 101
- І. турбулентності – **101**
- динамічна І. – **101**
- антициклонічні І. – **102**
- фронтальні І. – **102**

Інший – **148**
Інтенсивність опадів – **63**
Іоносферні магнітні бурі – **44**
Кельвіна, шкала – 46
Кірхгофа, закон – **76**
Клімат льодовикових покривів – **221**
Клімат України – 297
Клімати високогір'їв – **220**
Кліматична класифікація – **213**
- за Б. П. Алісовим – **218**
- за А. А. Григор'євим і М. І. Будико – **220**

Кліматичне районування – **213**
Кліматологія **– 9**
Коефіцієнт прозорості – **80**
Коефіцієнт температуропровідності (К) – **116**
Коефіцієнт теплопровідності λ – **116**
Коефіцієнт розсіювання – 79
Конвекція – 42, **97**
Конденсація – **132**
Континентальність клімату – **208**
Крижана крупа – **148**
Крижаний дощ **– 148**
Локальний клімат – **202**
Льодовикові вітри – **190**
Макроклімати – **221**
Максимальний термометр **– 47**
Маломасштабні вихори – 196

Мезосфера – 42
Менделєєва–Клапейрона, рівняння **– 52**
Метеорологічна дальність видимості – **66**
Метеорологічна мережа спостережень **– 22**
Метеорологічні елементи – 13, 46
Метеорологічні служби – 21
Метеорологічні спостереження – 12
- прямі – 12
- непрямі – 12

Метеорологічні супутники – 20
Метеорологічні фактори – **230**
Метеорологічні явища – **72**
Метеорологія **– 9**
Метод радіозондування – **19**
Метод спостережень – 12
Методи аерологічних спостережень **– 18**
Методи визначення вологості повітря – 57
Миндельсько-оксько-канзаське зледеніння – **231**
Мікрофізичні процеси – 40
Мінімальний термометр **– *48***
Молекулярна теплопровідність – **103**
Морський клімат помірних широт – **224**
Мряка – **148**
Мусони – **185**
Наземної конденсації продукти – 151
- *роса – **151***
- *поморозь: зерниста, кристалічна – **151***
- *ожеледь – **152***
- *ожеледиця **– 152***
- *наліт: рідкий, твердий – **152***

Нормальний атмосферний тиск – 54
Озон **– 37**
Опади – **61**
- тверді – **148**
- рідкі – **148**

- змішані – **149**
- інтенсивність О. – **149**
- хімічний склад О. – **150**

Опадомір Третьякова – **61**
Основні метеорологічні елементи **– 46**
- температура повітря – **46**
- атмосферний тиск – **49**
- вологість повітря – **56**
- швидкість і напрямок вітру – **66**
- хмарність –**65**
- атмосферні опади –**61**
- метеорологічна дальність видимості (прозорість атмосфери) – 46, **80**
- сонячна радіація і теплове випромінювання Землі – 46

Парниковий ефект – **86**
Парціальний тиск – 51
Пасати – **182**
Перемінно-вологий тропічний клімат – **228**
Плювіограф – **62**
Повітряні маси – **162**
- арктичне повітря – **162**
- помірне повітря – 1**62**
- тропічне повітря – **163**
- екваторіальне повітря – **163**
- морські П.М. – 163
- континентальні П.М. – 163
- холодні П.М. – **163**
- теплі П.М. – **163**

Повітряні течії – 155
Повітряні течії в циклонах і антициклонах – 156
Поглинаюча здатність – **76**
Поривчастість повітря – 169
Потенційна температура повітря – **92**
Потік радіації – **79**
Прискорення конвекції – **97**
Прозорість атмосфери – 80

Процентний вміст водяної пари – 37
Пряма сонячна радіація – **203**
Псевдоадіабатичний процес – **94**
Психрометр – **58**
- станційний – **58**
- аспіраційний – **59**

Психрометричний метод – 58
Пуассона, рівняння – **90,** 92
Радіаційна теплопровідність – **103**
Радіаційний баланс діяльної поверхні – **84**
Радіаційний пояс Землі – 45
Радіоактивні забруднення **– 39**
Радіозонд – **19**
Радіометеорологія **– 11**
Ракети – **20**
- метеорологічні – 20
- геофізичні – 20

Релея, закон – **79**
Рівень конвекції – **97**
Рівень конденсації – **94**
Рівновага шару атмосфери: стійка, байдужа, хитка – **99**
Рівноважна відносна вологість – **134**
Річний хід тиску водяної пари – 128
Розсіяна сонячна радіація – **78**
Румби – 66
Русько-дніпровсько-ілінойське зледеніння – **232**
Семиаридний клімат низьких широт – **227**
Семиаридний клімат помірних широт – **226**
Сила плавучості – **96**
Сила тертя – **173**
- с. зовнішнього тертя – 173
- с. внутрішнього тертя або турбулентного тертя – **173**

Синоптична метеорологія **– 11**
Склад верхніх шарів атмосфери **– 39**
Склад нижніх шарів атмосфери **– 35**

Смерчі – 197
Сніг – **148**
Сніговий покрив – 212
Снігомірні спостереження – 64
- щоденні – 64
- ландшафтно-маршрутні снігомірні зйомки – 64
- спеціальні снігомірні зйомки – 64

Сніжна крупа – **148**
Сніжні зерна **– 148**
Сонце – **75**
Сонячна постійна – **77**
Сонячна радіація – **203**
Спеціальні види спостережень – 27
Стандартний атмосферний тиск – 50
Стефана–Больцмана, закон – **76**
Стратосфера – 42
Структура вітру – 168
Струменеві течії – **159**
Субарктичний клімат – **217**
Сублімація – **132**
Субполярний клімат – **222**
Субтропічний клімат із сухим літом – **226**
Сумарна радіація – **82**
Супутники Землі – 20
Сухоадіабатичний процес – **90**
Тверді частинки в атмосфері – 35
- космічний пил – 35
- частинки ґрунту і гірських порід – 35
- частинки диму – 35
- мікроорганізми, спори грибів, пилок рослин – 35

Температурна аномалія – **108**
Температурне зондування **– 19**
Теоретичний метод – 12
Теплова конвекція – **103**
Тепловий баланс – **112**

Тепловий баланс системи Земля–атмосфера – **113**
Тепловий режим атмосфери – **102**
теплові умови атмосфери і земної поверхні – 37
Теплоємність:
- питома теплоємність (С) – **92**
- об'ємна теплоємність ($С_{об}$) – **115**
- Т. води – 115, 119

Теплота випару – **112**
Терміновий термометр **– *47***
Термічна стратифікація – **99**
Термічна циркуляція в атмосфері – 157
Термічний екватор – **107**
Термоізоплети – **116**
Термосфера – 43
- іоносфера – 43
- екзосфера – 45

Томсона, формула – **135, 137**
Точка роси – **57,** 93
Трав'яний покрив – 117
Транспірація – **139**
Транспірація рослин – 36
Трансформація повітряних мас – **163**
Тромб, або торнадо – **197**
Тропосфера – 41
Туман – **146**
Турбулентне перемішування – **103**
Турбулентне перемішування в атмосфері – 180
Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут **– 21**
Усталений (стаціонарний) рух – **174**
Фактор мутності – **81**
Фаренгейта, шкала (°F) – 47
Фен – **191**
Фізика атмосфери **– *11***
Флюгарки – 66
Флюгер – 68, 66

Фотохімічні реакції розкладання газових молекул – 39
Фронтальні зони (поверхні), або фронти – **102**
- холодні Ф. – **164**
- теплі Ф. – **164**
- арктичний Ф. – **164**
- Ф. помірних широт – **164**
- тропічний Ф. – **164**

Характеристика вітру – 68
Хімічний склад нижніх шарів повітря – 35
Хмара – **140**
- *купчастоподібні Х.* ***– 141***
- *хвилеподібні Х. –* ***141***
- *шаруватоподібні Х. –* ***141***
- *Х. верхнього ярусу –* ***142***
- *Х. середнього ярусу –* ***142***
- *Х. нижнього ярусу –* ***142***
- *Х. вертикального розвитку –* ***142***
- *перисті Х. –* ***143***
- *перисто-купчасті Х. –* ***143***
- *перисто-шаруваті Х.–* ***143***
- *висококупчасті Х. –* ***144***
- *високошаруваті Х. –* ***144***
- *шарувато-купчасті Х. –* ***144***
- *шарувато-дощові Х. –* ***145***
- *шаруваті Х. –* ***145***
- *купчасті Х. –* ***145***
- *купчасто-дощові –* ***145***

Хмарність **–** 14, 65
- кількість хмар – **65**
- форма – **65**
- висота нижньої границі хмар – 65

Цельсія, шкала (°С) – 46
Циклон, антициклон – **165**
- позатропічні Ц. – 165
- тропічні Ц. – 165

- позатропічні А. – 165
- субтропічні А. – 165
- фронтальні Ц. (А.) – 167
- нефронтальні Ц. (А.) – 167
- стаціонарний Ц. (А.) – 166
- малорухомий Ц. (А.) – 166
- рухомий Ц. (А.) – 166
- діаметр Ц., А. – 166

Циклонічна діяльність – **166**

Циклонічний рух – **87**

Швидкість випару – **137, 138**

Швидкість і напрямок вітру – **169**

Шквали – **196**
- внутрішньомасові Ш. – **196**
- фронтальні Ш. **– 196**

Ядерна метеорологія **– 11**

ДЛЯ НОТАТОК

Навчальне видання

Максименко Надія Василівна

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

ПІДРУЧНИК

Коректор *О. В. Анцибора*
Комп’ютерне верстання *Н. О. Ваніна*
Макет обкладинки *Н. Є. Пруднік*

Формат 60×84/16. Ум. друк. арк. 14,11. Наклад 300 пр. Зам. № 101/2021.

Видавець і виготовлювач
Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна,
61022, м. Харків, майдан Свободи, 4.

Свідоцтво суб’єкта видавничої справи ДК № 3367 від 13.01.2009

Видавництво ХНУ імені В. Н. Каразіна
Тел. 705-24-32