

Східноєвропейський національний університет  
імені Лесі Українки  
Географічний факультет  
Кафедра фізичної географії

**І. М. НЕТРОБЧУК**

**МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ:  
КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ**

Луцьк  
Вежа-Друк  
2019

УДК 551.58(042.4)  
Н 57

Рекомендовано до друку науково-методичною радою Східноєвропейського національного університету імені Лесі Українки (протокол № 1 від 19 вересня 2018 р.)

**Рецензенти:**

**Фесюк В. О.** – доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри фізичної географії Східноєвропейського національного університету імені Лесі Українки.

**Федонюк В. В.** – кандидат географічних наук, доцент кафедри екології і агрономії Луцького національного технічного університету.

**Нетробчук І. М.**

Н 57 Метеорологія та кліматологія: конспект лекцій / Ірина Марківна Нетробчук. – Луцьк : Вежа-Друк, 2019. – 108 с.

Конспект лекцій знайомить студентів з основними метеорологічними процесами та явищами і методикою складання кліматичних характеристик території, що необхідно для фахівців галузі природничих наук. Висвітлено теоретичні відомості окремих тем, укладених відповідно до програми, що значно покращить засвоєння лекційного матеріалу й практичного курсу.

Рекомендовано студентам для підготовки бакалавр спеціальності 103 «Науки про Землю», 014.07 «Середня освіта», 106 «Географія» освітньої програми «Гідрологія», «Географія. Економіка», «Географія» денної та заочної форми навчання вищих навчальних закладів.

**УДК 551.58(042.4)**

© Нетробчук І. М., 2019

© Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки, 2019

## ВСТУП

Конспект лекцій з курсу «Метеорологія та кліматологія» призначений для формування у студентів первинних знань та навичок у вивченні будови атмосфери та процесів, які в ній протікають.

Під час читання лекцій студенти будуть компетентними у таких питаннях: будова атмосфери та розподіл метеовеличин у просторі й часі; радіаційний, тепловий режим атмосфери, вода в атмосфері, баричне поле й вітер, атмосферну циркуляцію; методи спостережень за станом атмосфери; чинники кліматотворення та класифікації кліматів Землі; крупномасштабні зміни клімату.

Студенти зможуть самостійно пояснювати природу атмосферних процесів і явищ; виконувати елементарні метеоспостереження та аналізувати їх результати, працювати з кліматичними картами; аналізувати синоптичні ситуації; давати оцінку причинам виникнення несприятливих погодних явищ (посух, суховіїв, приморозків тощо); характеризувати кліматичні ресурси та їх використання; користуватися спеціальною науково-технічною літературою, спеціальними метеорологічними таблицями та кліматичними довідниками.

Конспект лекцій укладено відповідно до програми нормативної навчальної дисципліни і містить 17 тем лекцій. Конспект складений за єдиною структурою. Кожна тема лекції включає перелік питань для її розкриття та запитання для самоперевірки знань студентів. Кожна тема лекції доповнена схемами, що сприятиме кращому засвоєнню знань.

При підготовці навчально-методичного видання використано навчальний посібник Вальчук-Оркуша О. М. «Метеорологія з основами кліматології (Умань, 2015), підручник Врублевської О. О. «Кліматологія» (Одеса, 2013) та текст лекцій з курсу «Метеорологія та кліматологія», укладений Сарапіною М. В. (Харків, 2016).

# Лекція 1. Основні поняття і методи дослідження курсу

1. Основні поняття курсу
2. Методи дослідження в метеорології та кліматології

## 1.1. Основні поняття курсу

**Метеорологія** (від грец. μετέωρα – небесне явище і λόγος – вчення) – наука про атмосферу Землі, її склад і будову, властивості, фізичні й хімічні процеси і явища, які в ній відбуваються.

Об'єктом вивчення метеорології є АТМОСФЕРА.

Головним завданням курсу є опис стану атмосфери в цей фізичний момент часу і прогноз її стану на майбутнє.

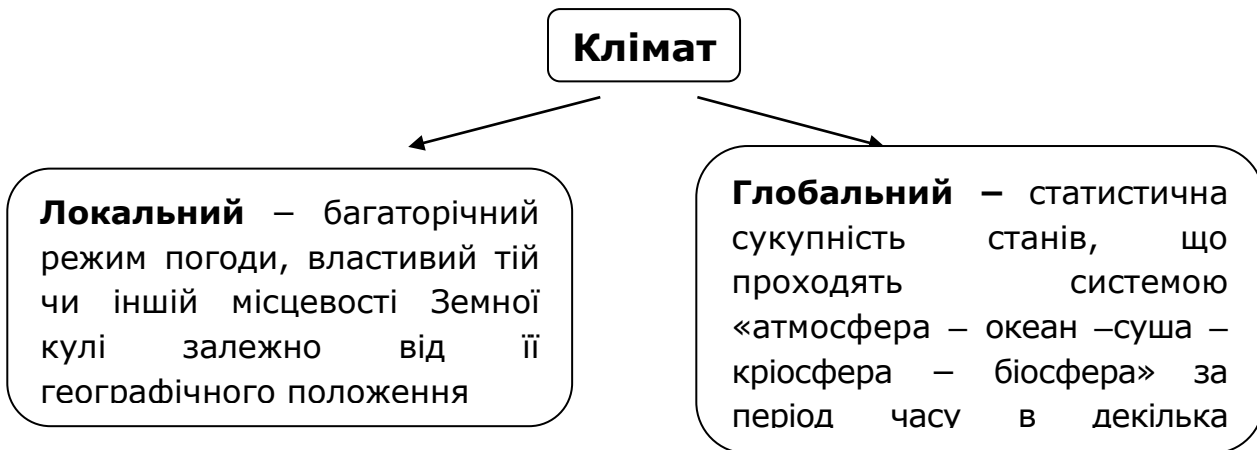
**Атмосфера** – це повітряна оболонка Землі, що рухається разом з нею в світовому просторі як єдине ціле і одночасно приймає участь в обертанні Землі. На дні атмосфери, тобто в тропосфері, протікає все наше життя.

Джерелом енергії атмосферних процесів і явищ є СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ (сонячне випромінювання), що надходить до Землі із світового простору від Сонця. У зв'язку з цим в атмосфері відбуваються різноманітні фізичні процеси, що безперервно змінюють її стан. Фізичний стан атмосфери біля земної поверхні в цей момент часу на певній території називається ПОГОДОЮ. Вона визначається МЕТЕОРОЛОГІЧНИМИ ВЕЛИЧИНАМИ: температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, опади, тощо. Крім того, стан атмосфери також описується видимим проявом фізико-хімічних процесів, що протікають в ній, та називаються АТМОСФЕРНИМИ ЯВИЩАМИ. До них належать: хмари, туман, гроза, град, гало, вінця, ожеледь, веселка, блакитний колір неба, та інші оптичні й електричні явища [1; 8].

**Кліматологія** – розділ метеорології, в якому вивчаються закономірності формування клімату, його різноманіття на Земній кулі та зміни у минулому й майбутньому.

**Клімат** – це багаторічний режим погоди певної місцевості, зумовлений сонячною радіацією, її перетворенням у діяльному

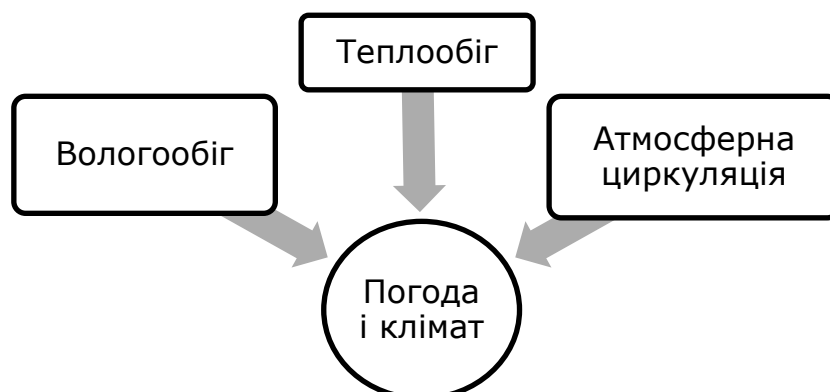
шарі земної поверхні та пов'язаною з ними загальною циркуляцією атмосфери і океану.



Глобальний клімат визначається як астрономічними, так і геофізичними чинниками. **Астрономічні чинники** – світність Сонця, положення і рух Землі в Сонячній системі, нахил осі обертання Землі до площини орбіти та швидкість обертання Землі навколо своєї осі, щільність матерії в світовому просторі. Всі ці чинники визначають кількість і розподіл сонячної енергії, що поступає на Землю.

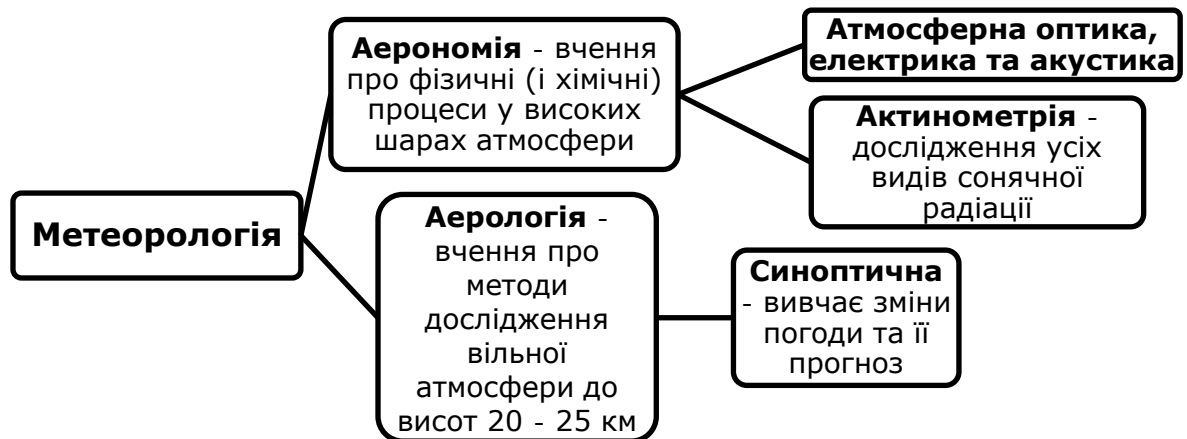
До **геофізичних чинників** відносять: розмір, масу і форму Землі, власне гравітаційне і магнітне поля, внутрішнє тепло за рахунок геотермічних джерел і вулканізму, фізико-хімічна структура атмосфери (постійні її компоненти та змінні термодинамічно активні домішки), маса атмосфери, маса й склад океану, особливості розподілу суші та океану, структура їхнього діяльного шару, рельєф поверхні суші і дна океанів.

Стан глобальної кліматичної системи впливає на формування погоди і конкретного типу локального клімату через три основні цикли атмосферних процесів.



Локальний клімат визначається такими географічними чинниками, як географічна широта, розподіл суші і моря, рельєф поверхні суші, ґрунт, рослинність і сніговий покрив, морські льоди, океанічні течії.

Відповідно до специфіки завдань та методів дослідження в метеорології виділяють такі розділи, що мають особливості окремих наукових дисциплін.



Для задоволення господарських і природоохоронних потреб в складі метеорологічної науки виникло формування низки **прикладних дисциплін**: а) транспортної метеорології (авіаційна, морська); б) агрометеорології в) лісової метеорології; г) військової метеорології; д) супутникової метеорології; е) медичної метеорології та ін. Вони досліджують залежність господарської діяльності людини від умов погоди [1; 5].

## 1.2. Методи дослідження в метеорології та кліматології

Для вивчення фізико-хімічних процесів, що відбуваються в атмосфері метеорологія використовує такі методи дослідження:

1) безперервні спостереження за метеорологічними величинами,

а також реєстрація атмосферних явищ;

2) натурний (кліматичний) експеримент, наприклад, стимулювання

опадів з хмар, розсіювання туманів шляхом різних фізико-хімічних дій на них; насадження лісових смуг, створення водосховищ, зрошення і осушення місцевості та інші види діяльності людини, що вносять деякі зміни в стан приземного шару тропосфери;

3) лабораторне моделювання деяких атмосферних процесів, тобто відтворення їх у малому масштабі в різних лабораторних установках за спрощених умов. Так, наприклад, моделюється загальна циркуляція атмосфери; особливості обтікання та перетікання вітрових потоків через гірські перешкоди; будова вісь симетричного циклону;

4) метод математичного моделювання атмосферних процесів;

5) статистичні методи аналізу великих масивів спостережень;

6) синоптичні та кліматологічні карти;

7) метод прийому супутникової метеорологічної інформації.

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке метеорологія? Назвіть метеорологічні величини та явища.
2. Що таке кліматологія, клімат? Яка роль клімату у фізико-географічних процесах?
3. На які розділи поділяють сучасну метеорологію?
4. Якими чинниками визначається глобальний клімат?
5. Назвіть методи дослідження в метеорології та кліматології.

## **Лекція 2. Газовий склад і будова атмосфери**

2.1. Газовий склад атмосфери

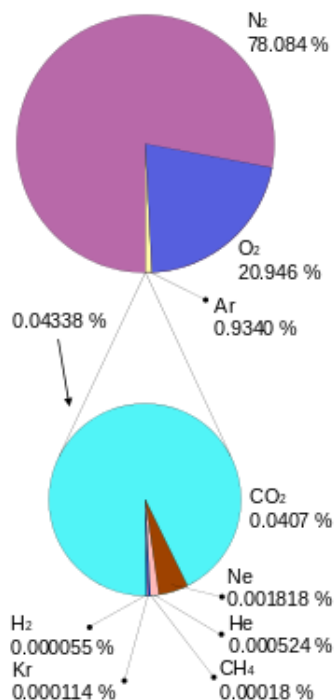
2.2. Вертикальна будова атмосфери

### **2.1. Газовий склад атмосфери**

З попередньої лекції відомо, що атмосфера складається із суміші газів і аерозолів, що мають назву ПОВІТРЯ. Основними незмінними газами атмосфери є азот, Оксиген, аргон та змінена кількість вуглекислого газу, що становить 0,04 % порівняно з минулим століттям (0,03 %). На інші інертні гази, такі як неон, гелій, криптон, метан, водень, ксенон, озон тощо припадає 0,01 % від об'єму повітря (рис. 1). Крім того, повітря містить водяну пару, яка біля земної поверхні



змінюється від 0,2 % в полярних широтах до 2,5% біля екватору, а в окремих випадках коливається майже від 0 до 4 %.



**Рис. 1.** Газовий склад повітря

Відтак, відсотковий склад СУХОГО ПОВІТРЯ, тобто без вмісту водяної пари практично не змінюється. Виняток становить вуглекислий газ, концентрація якого в останні роки збільшилась внаслідок інтенсивної діяльності людини, зокрема спалювання великої кількості палива. Відповідно такий однорідний шар атмосфери товщиною **100** км називається ГОМОСФЕРОЮ [7; 8].

Натомість процентний вміст водяної пари в повітрі з висотою змінюється починаючи з самих нижніх шарів. Поширюючись уверх, вона конденсується та її маса з висотою зменшується. Так, на висоті 5-6 км вміст водяної пари в повітрі в 10 разів менший, ніж біля земної поверхні, а на висоті 10-12 км - в 100 разів менший.

Вище 100 км починається розшарування газів за густиною (питомою масою), тобто змінюється склад атмосферного повітря з висотою. Ця частина атмосфери називається ГЕТЕРОСФЕРОЮ. Відтак, до складу повітря на цих висотах входять не молекули газів, а їх атоми та іони. Так, на висоті 100-200 км панівними газами атмосфери є атомарний азот і

Оксиген. На висотах вище 1000 км гетеросфера складається з атомів гелію і водню. Вище 1500 км в роки мінімуму сонячної активності в атмосфері переважають лише іони водню ( $H^+$ ), а в роки максимуму – іони гелію ( $He^+$ ).

Варто відзначити, що крім вище зазначених газів, до складу атмосферного повітря, також входять АЕРОЗОЛІ – це тверді і рідкі частинки різноманітного складу і походження, що перебувають у завислому стані.



До **твердих** аерозолів природного походження відносять:

вулкани	<ul style="list-style-type: none"> <li>• попіл;</li> <li>• дрібні частинки з радіусом менше 1мкм</li> </ul>
лісові та торф'яні пожежі	<ul style="list-style-type: none"> <li>• дим</li> </ul>
Вітрова ерозія, пилова буря, метеори	<ul style="list-style-type: none"> <li>• ґрунтовий пил;</li> <li>• космічний пил, радіусом менше 0,01 мкм</li> </ul>

До **рідких** аерозолів природного походження відносяться краплі морської солі, що потрапляють в повітря при розбризкуванні морської води під час хвилювання.

До аерозолів АНТРОПОГЕННОГО походження відносяться частинки диму, сажі, золи, що потрапляють в атмосферу при спалюванні палива і роботі промислових підприємств, а також частинки ґрунту, які підняті вітром при розоренні земель [5; 8].

Таким чином, маса атмосфери становить  $5,2 \cdot 10^{18}$  кг, це приблизно в мільйон разів менше за масу Землі. Половина всієї маси атмосфери зосереджена в нижніх 5 км, 75 % – в нижніх 10 км, 90 % – в нижніх 20 км, 97 % – в нижніх 29 км і 99,8 % – в нижніх 60 км.

## 2.2. Вертикальна будова атмосфери

У вертикальному напрямку температура повітря змінюється в 500 разів швидше, ніж у горизонтальному. Крім того, у різних шарах атмосфери спостерігаються різні особливості зміни температури. Тому Всесвітня метеорологічна організація у 1962 р. виділила п'ять основних сфер і чотири перехідні, які було названо «паузами» (табл.1).

Таблиця 1

Основні та перехідні шари

Шар	Пересічна висота верхньої та нижньої межі, км	Перехідний шар
Тропосфера	0...15	Тропопауза
Стратосфера	15...50	Стратопауза
Мезосфера	50...90	Мезопауза
Термосфера	90...450	Термопауза
Екзосфера	> 450	

Найнижчий шар атмосфери називається ТРОПОСФЕРА. Пересічна висота її поблизу полюсів становить 7-9 км, у помірних широтах обох півкуль – 10-12 км, у тропіках – 15-17 км, поблизу екватора – 16-18 км. В тропосфері відбувається зниження температури з висотою пересічно на 0,6°C/100 м. В ній зосереджена основна маса атмосфери від 75 % у високих до 90 % – у низьких широтах та 95 % від всієї маси водяної пари. Саме тут спостерігається інтенсивне перемішування повітря, утворюються усі основні різновиди хмар, виникають атмосферні явища та відбуваються усі атмосферні процеси, що формують і визначають погоду та клімат місцевості.

Між тропосферою і наступною стратосферою існує перехідний шар – ТРОПОПАУЗА. Її товщина змінюється від кількох сотень метрів до 1-2 км. Нижня межа тропопаузи є висота, де температура повітря з висотою починає підвищуватись, або не змінюється (ІЗОТЕРМІЯ), або знижується дуже повільно.

СТРАТОСФЕРА – це шар атмосфери, що розташований вище від тропопаузи до висоти 50-55 км. Особливим є те, що до висоти 25 км температура повітря не змінюється, а

починаючи з 34-36 км відбувається різке підвищення температури (ІНВЕРСІЯ) на 2,8 °С на кожен км висоти. Тому на верхній межі стратосфери пересічна річна температура повітря становить близько 0 °С із можливими відхиленням в обидва боки на кілька градусів.

Крім того, в цьому шарі атмосфери міститься ОЗОН. Він активно засвоює ультрафіолетову радіацію, що є головною причиною підвищення температури. Заслуговує на увагу й те, що водяної пари тут дуже мало. Але на висоті 23-28 км у високих широтах інколи спостерігаються так звані ПЕРЛАМУТРОВІ ХМАРИ, що складаються з переохолоджених крапель води.

МЕЗОСФЕРА – це шар атмосфери, що розташований над стратосферою до висоти 85-95 км. Тут температура повітря знову з висотою знижується на 3,5 °С на кожен км висоти. На висоті 82-85 км інколи спостерігаються легенькі СРІБЛЯСТІ ХМАРИ, що складаються з дуже дрібних кристаликів льоду [7;8].

ТЕРМОСФЕРА або тепла сфера – це шар атмосфери, який знаходиться над мезопаузою і простягається до ТЕРМОПАУЗИ на висоті від 450 до 800 км. Тут спостерігається значне підвищення температури повітря з висотою внаслідок засвоєння киснем сонячної радіації, який розкладається на атоми. Так, температура повітря тут на висоті 150 км сягає 220-240 К (-53-33 °С), на висоті 200 км – 500 К (227 °С), а на верхній межі термосфери 1300-2000 К (1000-1700 °С) залежно від сонячної активності.

ЕКЗОСФЕРА – це зовнішня частина атмосфери, шар якої розташований вище 800-1000 км і простягається до так званої ЗЕМНОЇ КОРОНИ на висоті 2000-3000 км. Швидкість руху частинок газів, зокрема легких, дуже велика, натомість густина повітря зовсім мала. У зв'язку з цим вони можуть облетіти Землю за еліптичними орбітами і не зустрічатись між собою. Крім того, атоми водню і гелію, які є панівними у зовнішній частині атмосфери, досягаючи швидкості 11 км/с можуть її покидати. Тому цей шар ще називають сферою ЗНИКНЕННЯ ГАЗІВ.

## Питання для самоконтролю

1. З яких газів складається атмосфера?
2. Що таке гомо- і гетеросфера?
3. Що таке аерозолі та їх походження?
4. З яких шарів складається атмосфера?
5. Яка висота верхньої межі атмосфери?
6. Що таке озоносфера, іоносфера?
7. В яких шарах атмосфери формуються сріблясті і перламутрові хмари?

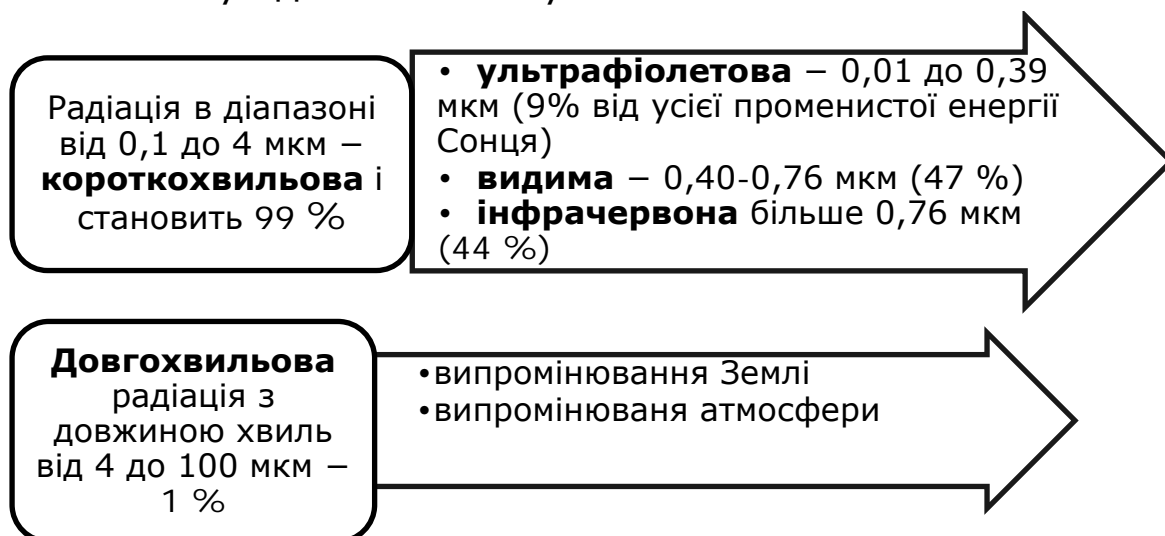
## Лекція 3. Сонячна радіація та її види

- 3.1. Поняття сонячна радіація
- 3.2. Види сонячної радіації
- 3.3. Оптичні явища, що пов'язані із розсіяною сонячною радіацією

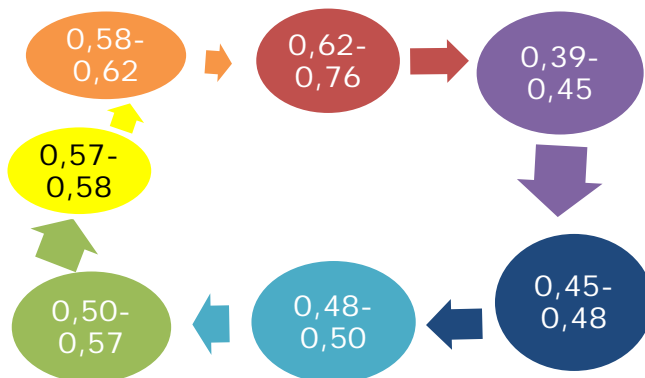
### 3.1. Поняття сонячна радіація

Як згадувалось вище, джерелом енергії усіх процесів і явищ, що відбуваються в атмосфері та на земній поверхні є промениста енергія Сонця, яку називають **СОНЯЧНОЮ РАДІАЦІЄЮ**. Сонячні промені поширюються у світовому просторі у вигляді електромагнітних хвиль зі швидкістю 300 тис. км/с і досягають поверхні Землі через 8 хвилин. Майже вся сонячна радіація, що надходить на Землю перетворюється на тепло.

Сонячну радіацію за інтервалом довжин хвиль поділяють на короткохвильову і довгохвильову.



На рис. 1. зображено сонячний спектр довжини хвиль (мкм) видимої ділянки променистої енергії, що відповідає семи кольорам.



**Рис. 1.** Сонячний спектр довжини хвиль (мкм) видимої ділянки променистої енергії

Максимум променевої енергії в сонячному спектрі припадає на хвилі з довжинами біля 0,475 мкм, тобто на зелено-голубі промені видимої частини спектру.

Кількісною мірою сонячної радіації, що надходить на деяку поверхню, є **енергетична освітленість**, або густота потоку радіації, тобто кількість променевої енергії, що падає на одиницю площі за одиницю часу. Енергетичну освітленість, що падає на верхню межу атмосфери на одиницю площини, перпендикулярної до сонячних променів при середній відстані між Землею та Сонцем називають **СОНЯЧНОЮ СТАЛОЮ**. Остання становить **1,37 кВт/м<sup>2</sup>**.

### 3.2. Види сонячної радіації

Сонячна радіація, що надходить на земну поверхню зазнає певних змін. Розрізняють такі її види.



**ПРЯМА** сонячна радіація – це радіація, що надходить до земної поверхні безпосередньо від диску Сонця. Вона падає на будь-яку поверхню на Землі у вигляді пучка

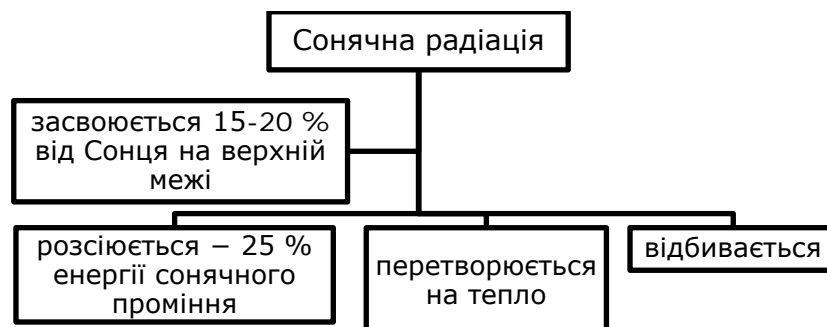
паралельних променів, що виходить ніби із нескінченності.

**ІНТЕНСИВНІСТЬ РАДІАЦІЇ** – потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню.

**ІНСОЛЯЦІЯ** – потік прямої або сумарної сонячної радіації на одиничну площину горизонтальної поверхні за одиницю часу. Одиницею часу може бути хвилина, година, доба, місяць, сезон, рік. Найчастіше розглядається добова інсоляція, тобто сонячна енергія, яка надходить у проміжок часу від сходу до заходу Сонця [1;5;8].

При проходженні крізь атмосферу пряма сонячна радіація частково розсіюється та поглинається атмосферними газами та аерозолями. Така частина радіації переходить у РОЗСІЯНУ. Вона поширюється у всіх напрямках, тобто від небосхилу та в ній переважають короткохвильові промені. Розсіювання тим більше, чим більше міститься аерозолів у повітрі.

Крім того, вона суттєво змінюється за такими напрямками:

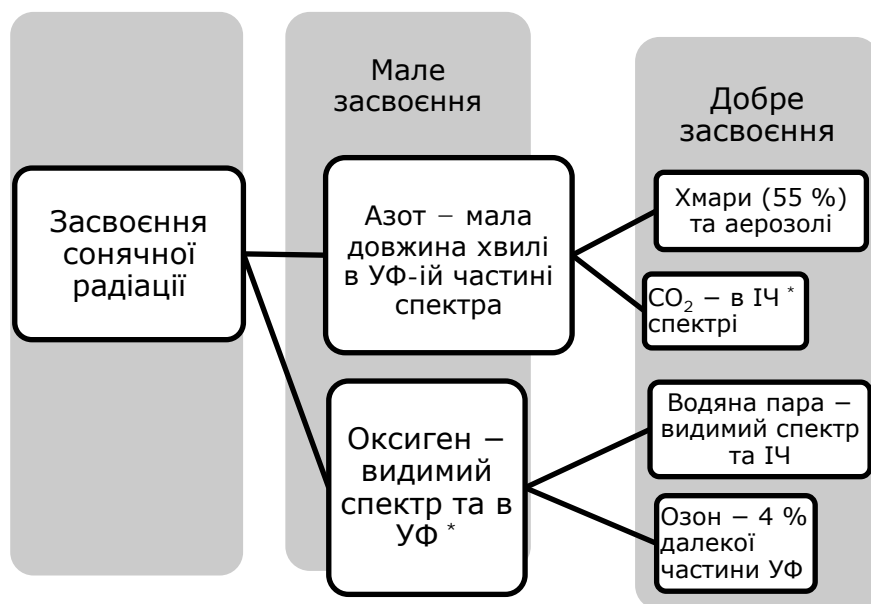


**ВІДБИТА РАДІАЦІЯ** – частина сумарної радіації, що втрачається земною поверхнею внаслідок відбивання.

Відбиту радіацію характеризує **АЛЬБЕДО** – відношення кількості відбитої даною поверхнею радіації до кількості падаючої (сумарної) радіації на горизонтальну поверхню, виражене у частинах одиниці, або у відсотках.

**ПОГЛИНУТА РАДІАЦІЯ** – частина сумарної радіації, що поглинається земною поверхнею.

Процес засвоєння або поглинання сонячної радіації має вибіркового або селективного характер, тобто різні гази засвоюють радіацію різною мірою в різних ділянках спектра.



\* ультрафіолетова та інфрачервона ділянка спектра радіації

### 3.3. Оптичні явища, що пов'язані з розсіяною сонячною радіацією

**Закон розсіювання радіації** молекулами газів у чистому повітрі встановив англійський фізик **Релей**: розсіювання обернено пропорційно четвертому ступеню довжини хвилі променів, що розсіюються. короткі хвилі розсіюються більше. Так, фіолетові промені розсіюються в 14 разів більше, ніж червоні. Фіолетові і сині промені розсіюються більше, ніж блакитні, натомість їх енергія значно менша, ніж енергія блакитних променів і цим пояснюється **БЛАКИТНИЙ КОЛІР НЕБА**.

Якщо домішки в атмосфері (краплі туману, хмар, частинки аерозолів) мають діаметр більше 1-2 мкм, то вони уже не розсіюють радіацію, а дифузно **ВІДБИВАЮТЬ** її як маленькі дзеркальця незалежно від довжини хвилі. Через це віддалені предмети при тумані й пиловій імлі заволікаються в білу або сіру завісу. А хмари, на які падає сонячне світло також здаються білими.

Відтак, чим довший шлях сонячних променів в атмосфері, тим більше розсіюється коротких хвиль і тим більшою залишається частка довгих хвиль у прямій радіації. У зв'язку з цим пояснюється **ЖОВТЕ** і **ЧЕРВОНЕ ЗАБАРВЛЕННЯ** Сонця і Місяця біля обрію, особливо коли у повітрі є багато пилу, крапель чи кристалів.



Розсіювання сонячної радіації в атмосфері має велике практичне значення, оскільки створює розсіяне світло удень. Так, існує таке явище, як ВЕЧІРНІ ТА ВРАНІШНІ СУТІНКИ (присмерки). Після заходу Сонця темніє поступово, тобто небо залишається ще освітленим і надсилає до поверхні розсіяну радіацію. Те ж саме спостерігається вранці, небо світліє і поширює розсіяну радіацію ще до сходу Сонця [2; 4].

АСТРОНОМІЧНІ вечірні СУТІНКИ тривають доти, поки Сонце не опуститься під горизонт на  $18^\circ$ . Потім вже зовсім темніє. Вранішні сутінки починаються з моменту, коли Сонце займе таке ж положення під горизонтом як увечері. Перша частина вечірніх астрономічних сутінок і остання вранішніх, коли Сонце перебуває під горизонтом не більше  $8^\circ$  називається **ЦИВІЛЬНИМИ СУТІНКАМИ**.

Якщо сонце опускається під горизонт менше ніж на  $18^\circ$ , то повної темряви зовсім не настає і вечірні сутінки зливаються з ранковими. Це явище називають **БІЛИМИ НОЧАМИ**.

Часто сутінки супроводжуються змінами кольорів небосхилу над Сонцем. Ці зміни починаються ще до заходу й тривають після сходу Сонця і називаються ВЕЧІРНЬОЮ І ВРАНІШНЬОЮ ЗОРЕЮ.

Після закінчення астрономічних сутінок уже на темному небі інколи з'являється ніжне ЗОДІАКАЛЬНЕ СВІТІННЯ у вигляді нахиленого конусу над Сонцем. Найкраще воно спостерігається в тропічних широтах.

Земна поверхня поглинає сонячну енергію, перетворює її на теплову і сама починає випромінювати довгохвильову інфрачервону радіацію, яку ми не бачимо. Це випромінювання Землі називають ВЛАСНИМ (ЗЕМНИМ) ВИПРОМІНЮВАННЯМ. У свою чергу атмосфера, поглинаючи земне випромінювання також нагрівається і випромінює довгохвильову радіацію. Випромінювання атмосфери, спрямоване до поверхні Землі, називають АТМОСФЕРНИМ, або ЗУСТРІЧНИМ.

ЕФЕКТИВНЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ – це кількість тепла, яку віддає Земля шляхом випромінювання у міжпланетний простір.

Іншими словами це різниця між власним випромінюванням земної поверхні і зустрічним випромінюванням атмосфери. Ефективне випромінювання земної поверхні ще називають БАЛАНСОМ ДОВГОХВИЛЬОВОЇ РАДІАЦІЇ.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте визначення сонячної радіації. Як поділяється сонячна радіація за довжиною хвиль?
2. Охарактеризуйте види сонячної радіації.
3. Назвіть оптичні явища в атмосфері, що пов'язані із розсіяною сонячною радіацією.
4. Що таке ефективне, власне і земне випромінювання?

## **Лекція 4. Тепловий режим ґрунту та водойм**

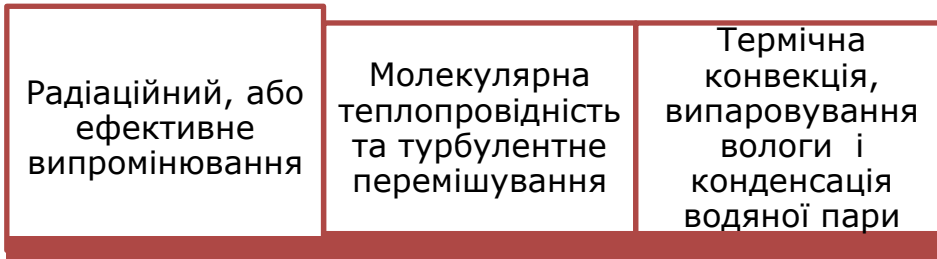
- 4.1. Шляхи передачі та відмінності в тепловому режимі діяльної поверхні
- 4.2. Добовий та річний хід температури на поверхні ґрунту та водойм

### **4.1. Шляхи передачі та відмінності в тепловому режимі діяльної поверхні**

Атмосфера мало засвоює сонячної радіації, отже і мало нагрівається Сонцем. Засвоєне тепло може підвищувати температуру повітря упродовж дня на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Основним джерелом тепла для нижніх шарів атмосфери є земна поверхня. Удень діяльна поверхня засвоює сонячну радіацію і нагрівається, а від неї нагрівається і повітря. Вночі земна поверхня втрачає тепло і стає холоднішою за повітря. В свою чергу повітря віддає тепло земній поверхні.

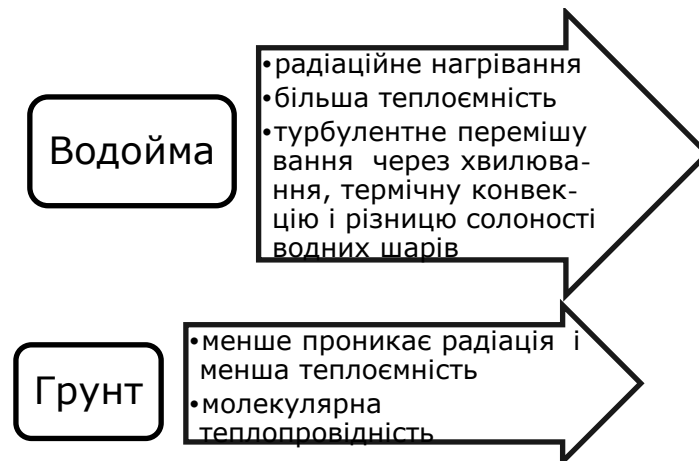
Відтак, більша частина сонячної радіації досягає земної поверхні й поглинається ДІЯЛЬНИМ ШАРОМ, тобто тонким шаром ГРУНТУ та ВОДИ, температура якого здійснює добові та річні коливання. На суші товща діяльного шару знаходиться в межах 8 -13 м, а на морі вона становить 200-300 м. Тепло між діяльною поверхнею і атмосферою, а також у самій атмосфері передається різними шляхами.

## Шляхи передачі тепла

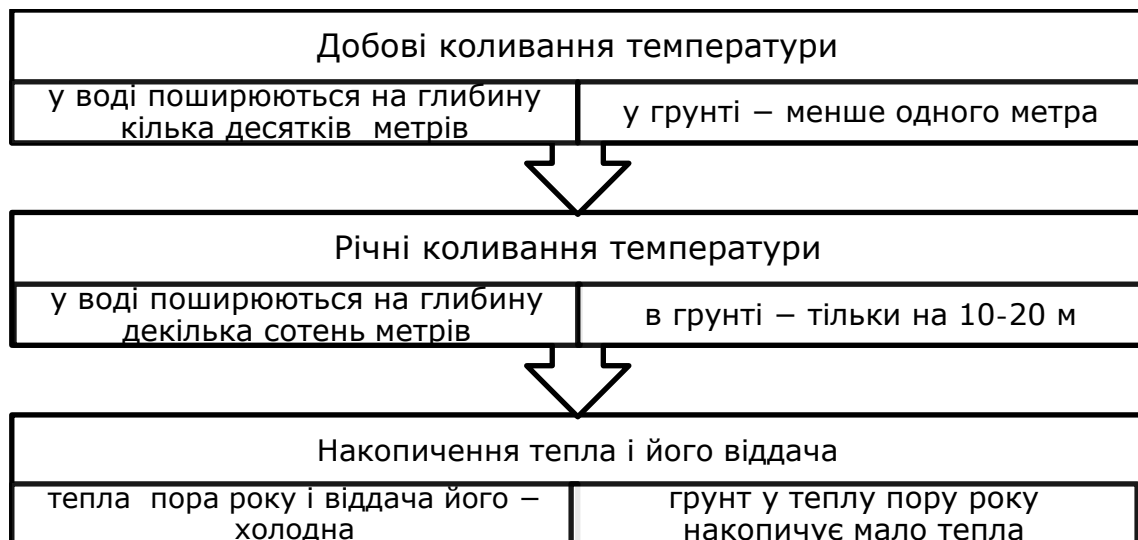


Швидкість і ступінь нагрівання та охолодження ґрунту залежить від його фізичних властивостей. ТЕПЛОЄМНІСТЬ – це кількість тепла, необхідна для нагрівання одиниці або об'єму маси ґрунту на один градус. ТЕПЛОПРОВІДНІСТЬ – це кількість тепла, що проходить за одиницю часу через основу стовпчика ґрунту одиничної площі та одиничної висоти, якщо різниця температур на верхній і нижній його основах дорівнює одиниці [1].

Відмінності в поширенні тепла ґрунту та водоюм відображено на схемі.



В результаті цього існують певні відмінності в тепловому режимі ґрунту та водоюм



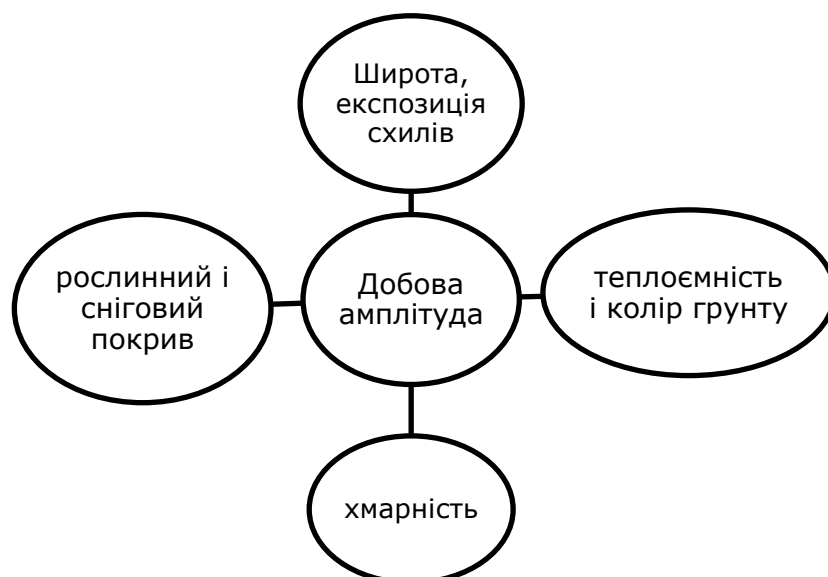
Таким чином, температура повітря над водними басейнами влітку нижча, а взимку вища, ніж над сушею і, природно, у денні часи нижча, а вночі вища. Це означає, що добові і річні коливання температури на поверхні ґрунту більші, причому значно більші, ніж на поверхні води.

#### **4.2. Добовий та річний хід температури на поверхні ґрунту та водойм**

Зміна температури поверхні ґрунту упродовж доби називається її ДОБОВИМ ходом, місяця – МІСЯЧНИМ, а року – РІЧНИМ.

Температура на поверхні ґрунту має добовий хід. Добовий хід температури поверхні ґрунту найяскравіше виражений у теплу пору року при стійкій ясній погоді і має криву, що нагадує синусоїду. МІНІМУМ її спостерігається приблизно через півгодини після сходу Сонця. До цього часу радіаційний баланс поверхні ґрунту дорівнює нулю. Після сходу Сонця збільшується радіаційний баланс і відповідно температура на поверхні ґрунту підвищується і досягає МАКСИМУМУ до 13-14 год в добовому ході. Після цього починається її зниження до ранкового мінімуму, незважаючи на те, що радіаційний баланс ще залишається додатним [1; 6].

Різниця між добовим максимумом і мінімумом температури називається ДОБОВОЮ АМПЛІТУДОЮ ТЕМПЕРАТУРИ. Вона залежить від низки природних чинників.



Температура поверхні ґрунту має річний хід, що визначається переважно радіаційними чинниками. Він відслідковується за середньомісячними її значеннями. У північній півкулі максимальні середньомісячні температури поверхні ґрунту спостерігаються в липні-серпні, коли відмічається найбільший притік тепла, а мінімальні – у січні-лютому. Щодо амплітуди річного ходу температури поверхні ґрунту, то вона зростає з широтою. Найменша спостерігається на широті  $10^\circ$  і становить близько  $3^\circ \text{C}$ , на широті  $30^\circ$  - близько  $10^\circ \text{C}$ , на широті  $50^\circ$  пересічно  $25^\circ \text{C}$ , а в полярних широтах та в глибині материків перевищує  $70^\circ \text{C}$ . На амплітуду річного ходу, як і добового, влітку впливає рослинний покрив, що знижує температуру, а взимку сніговий покрив, який її підвищує.

Ще спостерігається таке явище як ЗАМОРОЗКИ – це зниження температури повітря вночі нижче нуля градусів на фоні додатної середньої добової температури, тобто навесні та восени.

Як було показано вище, через те, що нагрівання та охолодження у ВОДНИХ басейнах поширюється глибше, ніж у ґрунті, зміна температури поверхні водойм відбувається повільніше і за своєю величиною є меншою, ніж зміна температури поверхні ґрунту. Так, у добовому ході МІНІМАЛЬНА температура поверхні водойм настає через 2-3 години після сходу Сонця, а МАКСИМАЛЬНА – о 15-16 год. А в РІЧНОМУ ході мінімум припадає на лютий-березень, а максимум на серпень. Добові коливання температури поверхні морів і океанів становлять у тропіках  $0,5^\circ \text{C}$ , у помірних широтах -  $0,1-0,2^\circ \text{C}$ , на поверхні великих озер в помірних широтах не більше  $2-5^\circ \text{C}$ .

РІЧНА амплітуда коливань температури морів і водойм значно більша за добову, але вона менша за річну амплітуду поверхні ґрунту. Наприклад, у тропіках вона становить  $2-3^\circ \text{C}$ , у помірних широтах -  $5-8^\circ \text{C}$ , а на внутрішніх морях та глибоководних озерах може досягати  $20^\circ \text{C}$  і більше.

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке діяльний шар ґрунту?

2. Назвіть шляхи передачі тепла.
3. Що таке теплоємність, теплопровідність ґрунту?
4. Охарактеризуйте відмінності в поширенні тепла ґрунту та водойм.
5. Що таке добовий і річний хід температури на поверхні ґрунту та водойми?
6. Коли настає максимум і мінімум температури на поверхні ґрунту та водойми?
7. Що таке добова і річна амплітуда температури поверхні ґрунту і водойми?
8. Які природні чинники впливають на добову амплітуду?
9. Що таке заморозки?

## **Лекція 5. Температурний режим атмосферного повітря**

- 5.1. Добовий хід температури повітря
- 5.2. Амплітуда добового ходу та її чинники
- 5.3. Річний хід температури повітря. Континентальність клімату.
- 5.4. Аналіз карти середніх річних температур на рівні моря для всієї земної кулі
- 5.5. Інверсія температури та її види

### **5.1. Добовий хід температури повітря**

Насамперед дамо визначення, що **ТЕМПЕРАТУРА ПОВІТРЯ** – це температура, яку показує термометр в умовах його повного теплового контакту й рівноваги з атмосферним повітрям і захисту від дії прямих сонячних променів. Вона вимірюється термометром в метеорологічній будці, що знаходиться на висоті 2 м над поверхнею ґрунту.

Температура повітря змінюється в добовому ході відповідно до температури діяльної поверхні. Тепло, поглинуте цією поверхнею, частково поширюється вглиб ґрунту або водойми, а інша його частина надходить до прилеглого шару атмосфери і потім поширюється у вищі шари. При цьому відбувається деяке запізнення максимуму і мінімуму температури повітря в порівнянні із зміною температури ґрунту.

МІНІМУМ температури на висоті 2 м спостерігається перед сходом Сонця, а її МАКСИМУМ настає о 14-15 год. Далі температура знижується спочатку поволі, а потім швидше. Добовий хід температури повітря достатньо добре виражений в умовах стійкої ясної погоди.

## 5.2. Амплітуда добового ходу та її чинники

Натомість АМПЛІТУДА добового ходу температури повітря над суходолом завжди менша амплітуди добового ходу температури поверхні ґрунту. Вона залежить від ряду чинників.



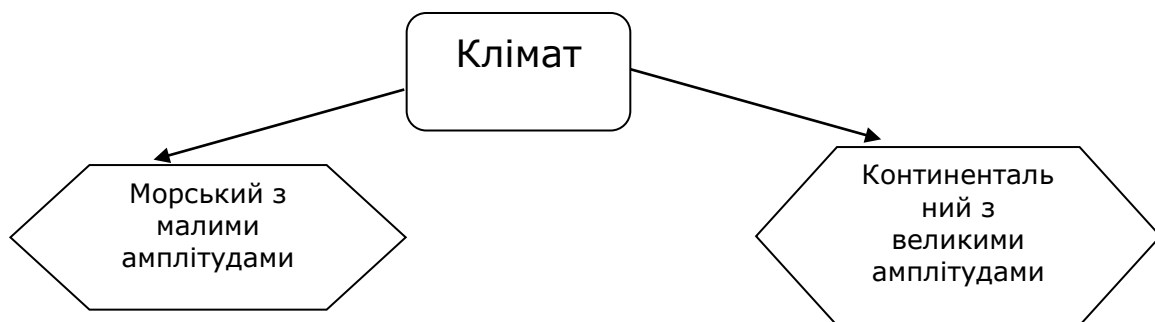
Над морями і океанами МАКСИМУМ температури повітря настає на 2-3 год раніше, ніж над материками, причому амплітуда добового ходу температури повітря над великими водоймами перевищує амплітуду, добового ходу температури водної поверхні. Це пояснюється тим, що поглинання сонячної радіації повітрям і власне його випромінювання над морем значно більше, ніж над суходолом, оскільки над морем в повітрі міститься велика кількість водяної пари [2; 7].

## 5.3. Річний хід температури повітря. Континентальність клімату

РІЧНИЙ ХІД температури повітря визначається перш за все річним ходом температури діяльної поверхні. АМПЛІТУДА

РІЧНОГО ходу є різницею середньомісячних температур найтеплішого і найхолоднішого місяців.

У північній півкулі на континентах МАКСИМАЛЬНА середньомісячна температура повітря спостерігається в липні, МІНІМАЛЬНА – в січні. На океанах і узбережжі материків ЕКСТРЕМАЛЬНІ температури настають дещо пізніше: максимум - в серпні, мінімум – в лютому-березні. Над суходолом амплітуди річного ходу температури повітря значно більші, ніж над водною поверхнею.



На розподіл температури повітря на рівні моря для окремих календарних місяців і для цілого року впливає:



#### **5.4. Аналіз карти середніх річних температур на рівні моря для всієї земної кулі**

Розподіл температури на великих територіях або на всій земній кулі можна уявити за допомогою КАРТ ІЗОТЕРМ.



ІЗОТЕРМИ – це лінії, що сполучають на карті точки з однаковою температурою повітря в даний момент або в середньому за той чи інший проміжок часу.

Аналіз карти середніх річних температур на рівні моря показує, що:



тропіки – широка зона, де середні річні  $t^{\circ}\text{C}$  вищі  $+25^{\circ}\text{C}$ , в межах яких виділяються острови і "язики" тепла, вони тепліші від тропіків океану



в позатропічних широтах ізотерми менше відхиляються від широтних кругів, особливо в Південній півкулі. Це означає, що в середньому річному материка в цих широтах дещо холодніші океанів



найтепліші місця Землі є на узбережжі Червоного моря в Масауа ( $+30^{\circ}\text{C}$ ) і Ходейді ( $+32,5^{\circ}\text{C}$ ), а найхолодніший район – східна частина Антарктиди ( $-50...-55^{\circ}\text{C}$ )

Для з'ясування характеру розподілу температур в різні пори року зручно користуватися ізотермами середньомісячної температури двох місяців року: найхолоднішого (січня) і найтеплішого (липня). Так, ізотерми січня не співпадають з паралелями. Вони мають різні вигини, найбільш яскраво виражені в північній півкулі, особливо в районах переходу з моря на суходіл і навпаки, це так звані ЯЗИКИ ХОЛОДУ. Пояснюється це відмінністю температур повітря над водоймами і континентами. У південній півкулі, де переважає водна поверхня, ізотерми проходять плавніше і мають майже широтний напрям.

Липневі ізотерми в північній півкулі розташовані значно рідше, ніж січневі, оскільки контрасти температур між полюсом і екватором влітку значно менші, ніж взимку. Влітку температура повітря над материками вища, ніж над океанами. Тому в північній півкулі над материками ізотерми вигнуті на північ. Над Північною Америкою, Африкою і Азією добре виражені замкнуті області тепла.



В січні  $t_{\text{сер.}}^{\circ}\text{C}$  найвища на екваторі  $+27^{\circ}\text{C}$  (і під  $5^{\circ}$  пн.ш. і  $5^{\circ}$  пд.ш.). В липні найтеплішою паралеллю є  $20^{\circ}$  пн.ш. з  $t^{\circ}\text{C} +28^{\circ}$  C. В середньому річному найтепліша паралель  $10^{\circ}$  пн.ш. з  $t^{\circ}\text{C} 27^{\circ}\text{C}$ , яка називається **ТЕРМІЧНИМ ЕКВАТОРОМ**. Він завжди знаходиться в північній півкулі, переміщуючись від зими до літа в більш високі широти. Це пояснюється переважанням материкових площ в тропіках Північної півкулі, які нагріваються сильніше, ніж океани південної півкулі.

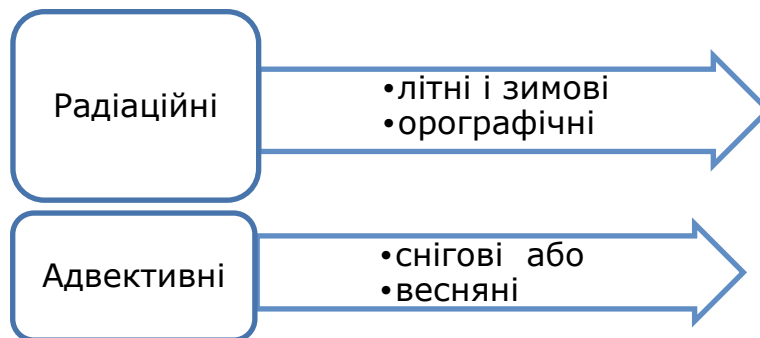
Загалом Північна півкуля зимою холодніша за Південну, а літом значно тепліша. Так, річна амплітуда температури повітря для північної півкулі становить  $13,4^{\circ}$  C, а для Південної – тільки  $5^{\circ}$  C. Отже, клімат Північної півкулі загалом більш континентальний за клімат Південної півкулі. Середня температура повітря біля земної поверхні для всієї земної кулі в січні становить  $+12,7^{\circ}\text{C}$ , в липні –  $+16,9^{\circ}\text{C}$  і в середньому річному –  $+14,8^{\circ}\text{C}$  [3].

Різниця між температурою повітря (річною або місячною) конкретної місцевості і температурою повітря відповідного йому широтного кола називається **ТЕРМІЧНОЮ АНОМАЛІЄЮ** даної місцевості.

Крім того, **ПОЛЮС ХОЛОДУ** знаходиться в центральній частині Антарктиди на станції «Восток», де 21 липня 1983 р. зафіксовано найнижчу температуру –  $-89,2^{\circ}$  C.

## 5.5. Інверсія температури та її види

ІНВЕРСІЯ температури – це підвищення температури повітря з висотою в якому-небудь шарі атмосфери. Залежно від умов утворення приземні інверсії поділяються на радіаційні і адвективні.



Інверсії також утворюються і у вільній атмосфері. За умовами утворення вони поділяються на такі типи: інверсії ТУРБУЛЕНТНОСТІ (ТЕРТЯ), ДИНАМІЧНІ, АНТИЦИКЛОНАЛЬНІ й ФРОНТАЛЬНІ.

### Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення температури повітря.
2. Коли настає максимум і мінімум температури повітря над суходолом і водоймою?
3. Назвати природні чинники, що впливають на добову амплітуду температури повітря.
4. Що таке амплітуда річного ходу температури?
5. Охарактеризуйте карти середніх річних температур на рівні моря.
6. Назвіть острови тепла і холоду.
7. Де знаходиться термічний екватор?
8. Що таке інверсія температури? Назвіть її види.

## Лекція 6. Водяна пара в атмосфері

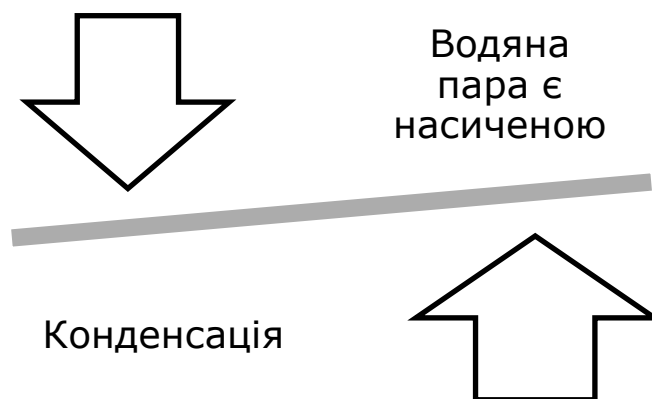
6.1. Випаровування і випаровуваність

6.2. Добовий і річний хід парціального тиску і відносної вологості

## 6.1. Випаровування і випаровуваність

Як зазначалось вище, атмосфера, крім основних газів, містить ще водяну пару, що надходить до неї в результаті ВИПАРОВУВАННЯ з поверхонь водойм і ґрунту, а також внаслідок ТРАНСПІРАЦІЇ (випаровування рослинністю). Окрім того, в атмосфері безперервно відбувається зворотний процес – перехід молекул водяної пари з повітря у воду або на поверхню ґрунту, рослинного, снігового і крижаного покриву.

Внаслідок збільшення вмісту водяної пари над випарювальною поверхнею кількість молекул, що відриваються за одиницю часу з певної площі, швидко стає однаковою з кількістю молекул, що повертаються, тобто між випарювальним середовищем і парю, яка знаходиться над нею, встановлюється рухома рівновага. Водяна пара при цьому називається НАСИЧЕНОЮ.



Зворотний процес випарюванню є КОНДЕНСАЦІЯ пари на поверхні – це така кількість молекул, що повертається та починає перевищувати кількість тих, що відриваються. Кількісно випаровування характеризується масою води, що випаровується за одиницю часу з одиниці поверхні. Ця величина називається ШВИДКІСТЮ ВИПАРОВУВАННЯ і виражається в  $\text{кг/с}\cdot\text{см}^2$ ). Вона збільшується з підвищенням температури поверхні випаровування та за наявності швидкості вітру [4].

Максимально можливе випаровування за даної температури, не обмежене запасами вологи називають ВИПАРОВУВАНІСТЮ. Остання не завжди збігається з фактичним випаровуванням з поверхні ґрунту. Так, для ґрунту з недостатнім зволоженням фактичне випаровування

менше, ніж для водної поверхні за тих самих умов, тобто менше випаровуваності, бо вистачає вологи, яка б могла випаруватись.

Вміст водяної пари в атмосфері оцінюють за допомогою характеристик ВОЛОГОСТІ повітря.

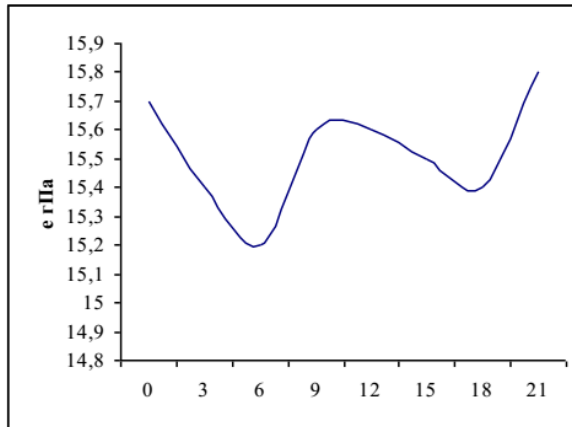


## 6.2. Добовий і річний хід парціального тиску і відносної вологості

У приземному шарі атмосфери спостерігається добре виражений **ДОБОВИЙ** хід **ПАРЦІАЛЬНОГО ТИСКУ** водяної пари. Він виникає під впливом змін температури діяльної поверхні та інтенсивності турбулентного перемішування, що виносить пару з нижніх у вищі шари атмосфери.

Над морями і їх узбережжями парціальний тиск водяної пари має простий добовий хід з одним **МІНІМУМ** перед сходом Сонця і **МАКСИМУМ**ом в 14-15 год, коли температура вдень найвища. Такий же добовий хід в глибині материків в холодний період року.

У теплу пору року в глибині материків добовий хід парціального тиску водяної пари має вигляд подвійної хвилі з **МІНІМУМАМИ** перед сходом сонця і близько 15-18 год і **МАКСИМУМАХ** 8-10 год і 20-24 год (рис. 1).

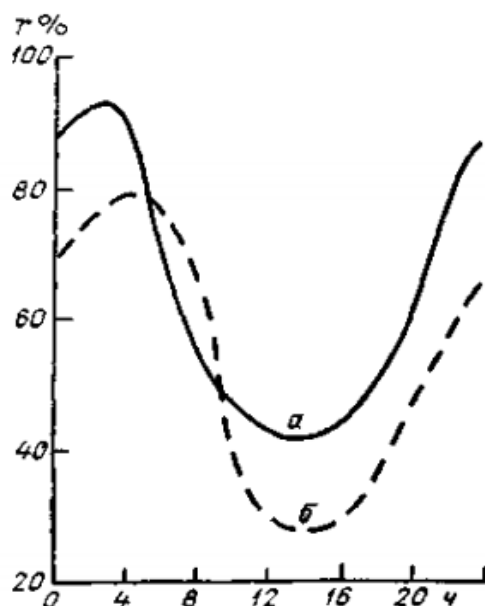


**Рис. 1.** Добовий хід парціального тиску водяної пари в липні, Київ

Причиною подвійного добового ходу вологості повітря є розвиток конвекції над сушею влітку в денний час.

У РІЧНОМУ ході парціального тиску водяної пари в північній півкулі мінімум настає в СІЧНІ, а максимум – в ЛИПНІ. Річна АМПЛІТУДА тиску пари тим більша, чим більша річна амплітуда температури. Отже, в континентальному кліматі вона більша, ніж в морському. Ще більша вона в мусонних областях, де існує різка протилежність між сухою зимою і вологим літом. Над океанами і в морському кліматі на суші, особливо в екваторіальних областях, річна амплітуда вмісту пари незначна.

ДОБОВИЙ хід ВІДНОСНОЇ ВОЛОГОСТІ залежить від добового ходу парціального тиску пари  $e$  і тиску насиченої пари  $E$ . З підвищенням температури випарувальної поверхні збільшується швидкість випаровування  $i$ , отже, збільшується  $e$ . Але  $E$  зростає значно швидше, ніж  $e$ , тому з підвищенням температури поверхні, а з нею і температури повітря відносна вологість зменшується і добовий хід її поблизу земної поверхні виявляється зворотним добовому ходу температури поверхні і повітря. МАКСИМУМ відносної вологості настає перед сходом Сонця, а МІНІМУМ – о 15-16 год (рис. 2).



**Рис. 2.** Опосередкований хід відносної вологості за ясної погоди:

а) Павловськ, червень; б) Каїр, травень, липень

Денне зниження особливо різко виражене над континентами в літню пору року, коли в результаті турбулентного перенесення пари вгору  $e$  внизу зменшується, а внаслідок зростання температури повітря  $E$  збільшується. Тому Амплітуда добових коливань відносної вологості на материках значно більша, ніж над водними поверхнями [2; 4].

У РІЧНОМУ ході відносної вологості МАКСИМУМ середньомісячних її значень спостерігається в найхолодніший місяць, а МІНІМУМ – в найтепліший.

У місцевостях з МУСОННИМ кліматом, де вітри дмуть влітку з моря, а взимку з суходолу, річний хід відносної вологості зворотний континентальному, тобто максимум наступає влітку, а мінімум взимку.

### Питання для самоконтролю

1. Що таке насичена водяна пара?
2. Що таке конденсація?
3. Що таке швидкість випаровування і від чого вона залежить?
4. Якими показниками можна оцінити вологість повітря?
5. Коли наступає максимум і мінімум у добовому і річному ході парціального тиску водяної пари?

6. Коли спостерігається максимум і мінімум у добовому і річному ході відносної вологості повітря над материками і водними поверхнями?

## Лекція 7. Хмари та їх міжнародна класифікація

- 7.1. Хмари та їх фазовий стан. Ядра конденсації
- 7.2. Міжнародна класифікація хмар
- 7.3. Оптичні явища в хмарах

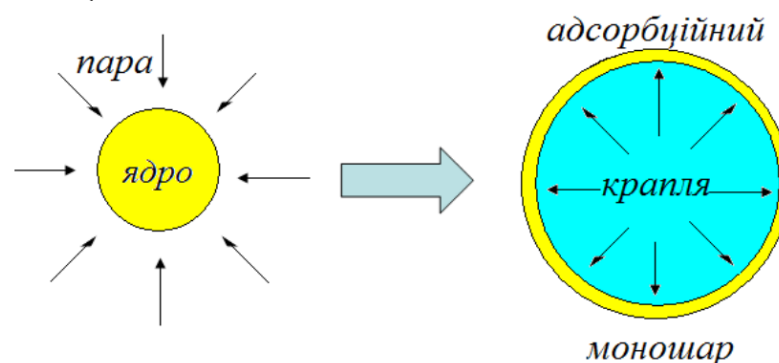
### 7.1. Хмари та їх фазовий стан. Ядра конденсації

ХМАРИ – це скупчення завислих в атмосфері на висоті дрібних крапель води, кристаликів льоду або їх суміші, що утворились при охолодженні вологого повітря в наслідок процесів конденсації та сублімації. Вони переносяться повітряними течіями.

КОНДЕНСАЦІЯ – перетворення водяної пари у рідкий стан (краплі) за умов зниження температури повітря. Як наслідок утворюються дрібні краплі діаметром кілька мікрометрів. КОАГУЛЯЦІЯ – процес злиття кількох дрібних крапель або в результаті танення сніжинок внаслідок чого утворюються великі краплі.

СУБЛІМАЦІЯ – перетворення водяної пари у кристалики льоду, що з'являються, зазвичай, в атмосфері при замерзанні переохолоджених крапель води за температури – 10° С і нижче [4].

Краплі води обов'язково утворюються на ЯДРАХ КОНДЕНСАЦІЇ (рис.1).



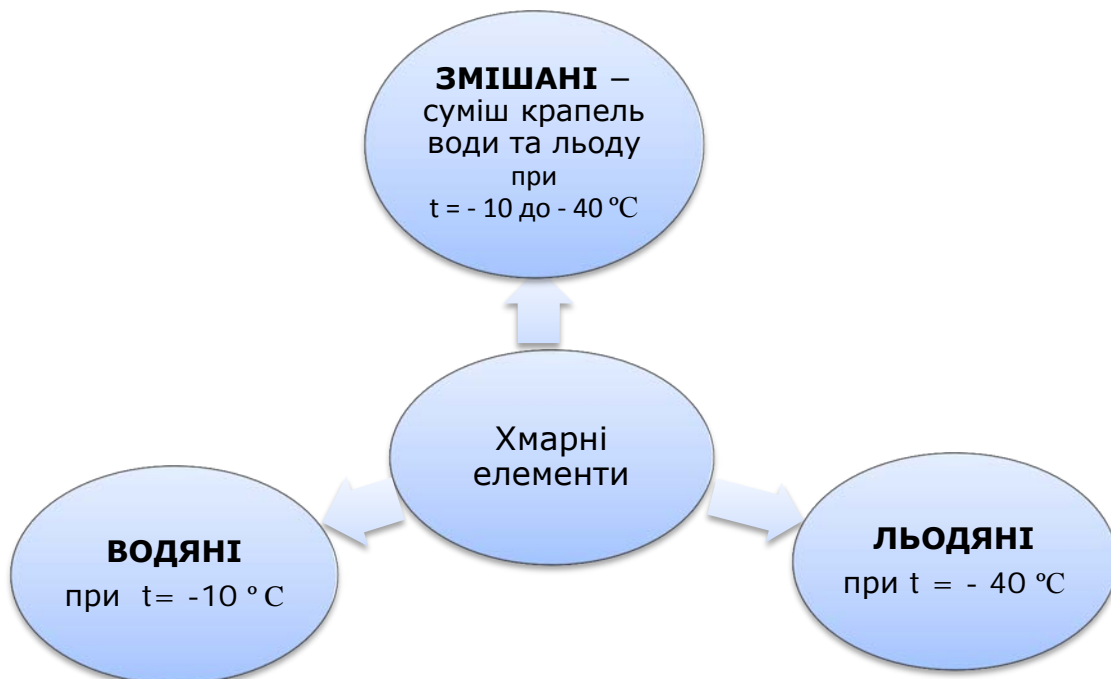
**Рис. 1.** Схема утворення краплі води на ядрі конденсації



# РОЗМІРИ ЯДЕР КОНДЕНСАЦІЇ

ядра радіусом $< 0,1$ мкм – АЙТКЕНА	хмарні ядра з радіусом від $0,2$ до $1$ мкм – ХМАРНІ	ядра з радіусом $> 1$ мкм – ГІГАНТСЬКІ
-------------------------------------	--	--

При підвищенні відносної вологості краплі починають рости, а при 100%-й вологості вони перетворюються у видимі краплі хмар і туманів. За ФАЗОВИМ станом краплин води хмари поділяються на три класи.



Отже, фазовий стан хмар залежить від пори року та висоти, на якій вони утворюються. Масу крапель води та кристалів льоду в  $1 \text{ м}^3$  хмари називають ВОДНІСТЮ ХМАР. Водяна пара, яка залишилась в атмосфері після конденсації або сублімації сюди не входить. Водність хмар відносно мала. У водяних хмарах в  $1 \text{ см}^3$  хмарного повітря міститься від  $0,1$  до  $0,3$  г води. Тільки в купчастих хмарах водність більша і змінюється від  $0,7 \text{ г/м}^3$  в їх нижніх горизонтах до  $1,8 \text{ г/м}^3$  – в верхній, досягаючи в окремих випадках  $5 \text{ г/м}^3$ . В кристалічних хмарах водність значно менша – соті і тисячні долі грама на  $1 \text{ м}^3$ .

## 7.2. Міжнародна класифікація хмар

У зв'язку з тим, що в атмосфері Землі відбувається безліч процесів, що призводять до охолодження повітря та виникає багато форм хмар. Уже в кінці XIX ст. була запроваджена Міжнародна класифікація хмар. З часом вона уточнювалась і на сьогодні використовується МОРФОЛОГІЧНА, тобто за зовнішнім виглядом.

Вона включає 4 родини (яруси), 10 родів (форм), 20 видів та 35 різновидів, які відрізняються за умовами утворення, структурою, щільністю, забарвленню, характером опадів, оптичними явищами тощо. Хмари за висотою поділяються на три яруси [2; 4].



**ХМАРИ ВЕРХНЬОГО ЯРУСУ – вище 6 км**

- перисті
- перисто-купчасті
- перисто-шаруваті



**ХМАРИ СЕРЕДНЬОГО ЯРУСУ – від 2 до 6 км**

- високо-шаруваті
- високо-купчасті

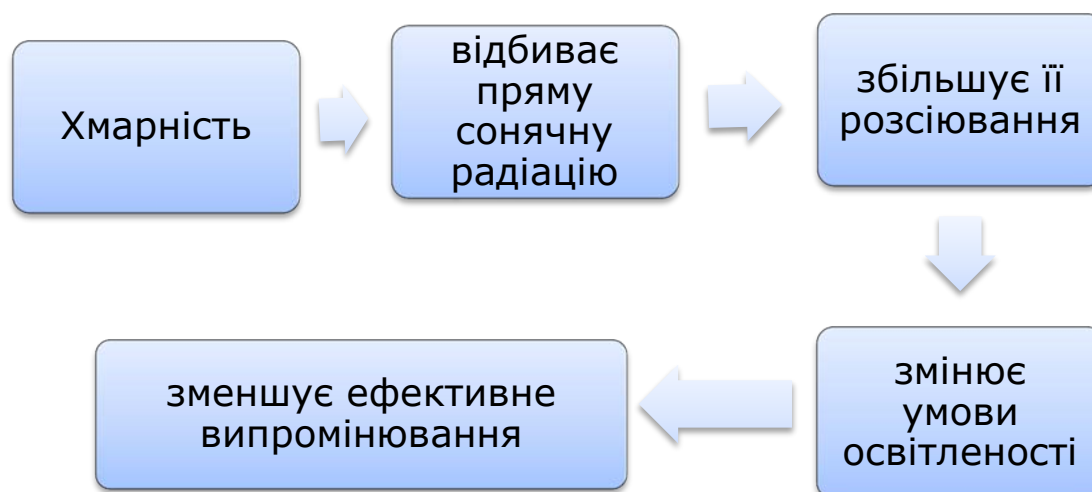


**ХМАРИ НИЖНЬОГО ЯРУСУ – до 2 км**

- шаруваті
- шарувато-дощові
- шарувато-купчасті

Крім того, виділяють окрему групу хмар **ВЕРТИКАЛЬНОГО РОЗВИТКУ**: купчасті і купчасто-дощові (зливові, грозові).

**ХМАРНІСТЬ** (кількість хмар) – ступінь вкриття неба хмарами в десятих частках. За 10-бальною шкалою обчислюють загальну хмарність і окремо – хмарність нижнього ярусу.



Добовий хід хмарності залежить від родини хмар. Так, ШАРУВАТІ і ШАРУВАТО-КУПЧАСТІ, що пов'язані з охолодженням повітря від земної поверхні і слабким турбулентним перенесенням водяної пари уверх, мають максимум ВНОЧІ і ВРАНЦІ. КУПЧАСТІ хмари, пов'язані з нестійкістю стратифікації атмосфери і добре вираженою КОНВЕКЦІЄЮ, виникають переважно в після полуденні години і зникають на вечір і вночі.

### 7.3. Оптичні явища в хмарах

У краплинах води та кристаликах льоду відбувається відбивання, заломлення та дифракція (розклад) сонячних променів. Тому у хмарах досить часто спостерігаються світлові або оптичні явища.

ГАЛО – оптичне явище, що виникає внаслідок заломлення та відбиття світла в льодяних кристалах і спостерігається найчастіше в атмосфері у перисто-шаруватих хмарах, рідше – за інших умов. Найпоширеніша форма гало – світле слабо забарвлене коло навколо Сонця чи Місяця.

Досить часто спостерігаються яскраві кольорові плями обабіч Сонця – НЕСПРАВЖНІ СОНЦЯ чи ПАРГЕЛІЇ, яскрава кольорова дуга з центром у зеніті – зенітна дуга, світлові стовпи, що ідуть вгору та вниз від світила.

ВІНЦІ (ореол) виникають у висококупчастих хмарах, які закривають диск світила і складаються з дрібненьких однорідних крапель води, а також у туманах навколо штучних джерел світла. Вінці – світле кільце, яке прилягає впритул до диску Сонця чи Місяця, голубуватого кольору, а зовнішній край червонуватий. Може бути з одним або кількома додатковими кільцями такого ж, але світлого кольору.

ГЛОРИЯ спостерігається на фоні хмар або туману, які розташовані прямо перед спостерігачем або нижче його, тобто явище можна спостерігати в горах або з літака. Це ореол навколо точки, прямо протилежної диску світила. На ці хмари падає тінь спостерігача і ореол вінчає тінь його голови.

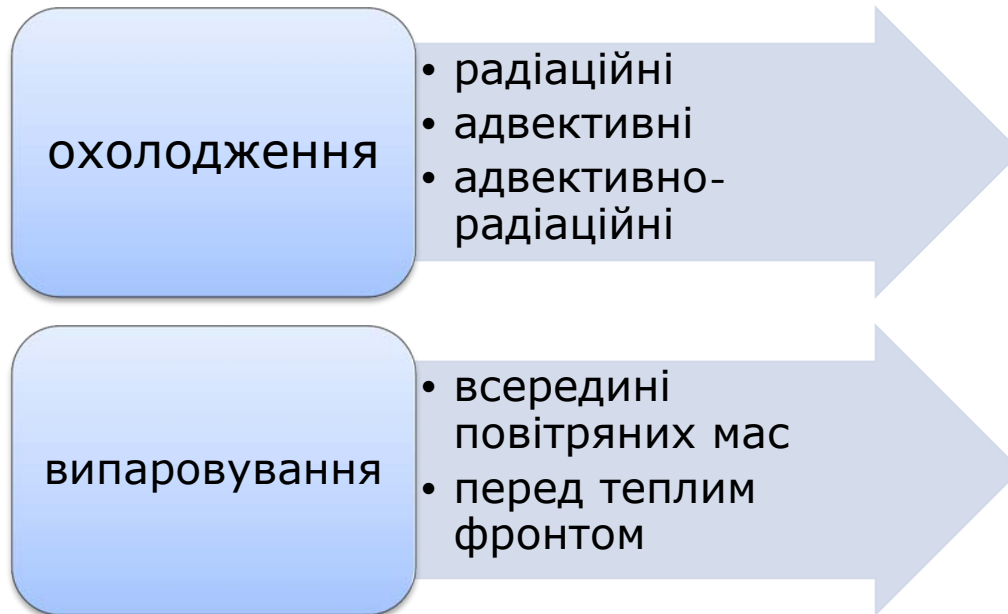
ВЕСЕЛКА – це кольорова дуга або на півколо радіусом близько  $42^\circ$ . Зовнішній край веселки червоний, внутрішній фіолетовий, між ними решта кольорів спектру. Вона спостерігається на фоні хмар, з яких іде дощ і які підсвічуються прямими сонячними променями.

СЕРПАНОК – легка поволока, легкий прозорий туман; атмосферне явище, при якому має місце помутніння повітря за рахунок крапель або кристалів води, дальність видимості коливається в діапазоні 1-10 км.

ТУМАН – атмосферне явище, що полягає в скупченні продуктів конденсації та сублимації, завислих в повітрі безпосередньо над земною поверхнею, з горизонтальною видимістю до 1 км. Вони виникають тоді, коли поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. Здебільшого це зниження температури повітря.

ІМЛА – це коли видимість погіршена за рахунок наявності у повітрі часток пилу і диму (твердими частками). Повітря має колір цих часток, і, зазвичай, додає до зображення жовтий, бурий, або червоний відтінок. Вона часто виникає при розвіюванні ґрунту сильним вітром (пилові бурі), забруднення повітря при лісових пожежах та промисловим забрудненням у містах [2;8].

## КЛАСИФІКАЦІЯ ТУМАНІВ



## ЗАПИТАННЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЮ

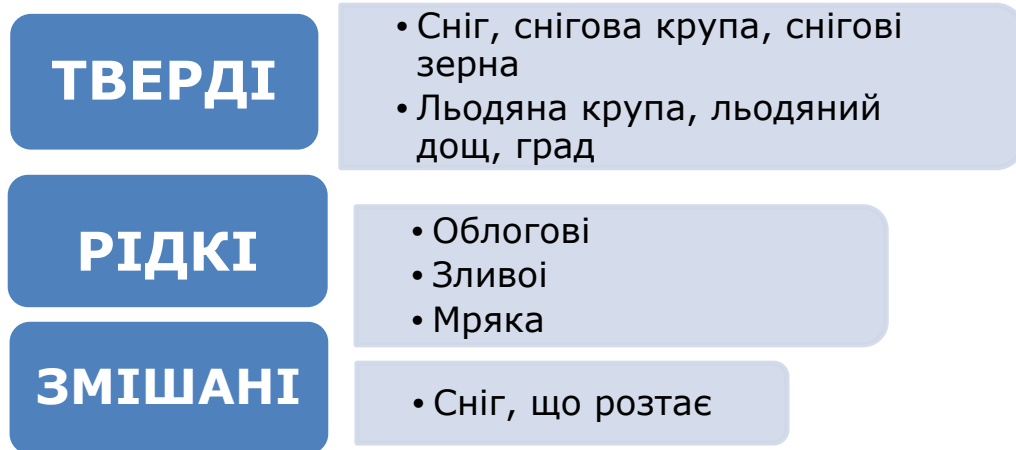
1. Дайте визначення конденсації та сублімації, коагуляції?
2. Що таке ядра конденсації? Які вони бувають за розмірами? Яка їх роль у формуванні хмар?
3. Що таке хмара? За яких умов відбувається утворення хмар?
4. Наведіть міжнародну класифікацію хмар.
5. Як поділяються хмари за фазовим станом?
6. Дайте визначення водності хмар.
7. Як змінюються хмари в добовому ході?
8. Наведіть приклади оптичних явищ у хмарах?
9. Дайте визначення поняттям «серпанок», «туман», «імла».
10. Наведіть класифікацію туманів.

## Лекція 8. АТМОСФЕРНІ ОПАДИ ТА ЕЛЕКТРИЧНІ ЯВИЩА У ХМАРАХ

- 8.1. Класифікація опадів
- 8.2. Умови утворення опадів
- 8.3. Добовий та річний хід опадів
- 8.4. Сніг та кліматичне значення снігового покриву
- 8.5. Електричні явища у хмарах

## 8.1. Класифікація опадів

АТМОСФЕРНІ ОПАДИ – краплі води і кристали льоду великих розмірів, що не можуть утримуватись в хмарах у завислому стані та випадають з них на земну поверхню. Розрізняють такі види опадів:



ОБЛОГОВІ опади випадають, як правило, з системи фронтальних шарувато-дощових і високошаруватих хмар, а іноді і з шарувато-купчастих та шаруватих хмар. Вони характеризуються помірною, мало змінною інтенсивністю, охоплюють одночасно великі площі і можуть безперервно або з короткими перервами тривати протягом декількох годин і навіть днів.

ЗЛИВОВІ опади випадають з купчасто-дощових хмар. Вони відрізняються раптовістю початку і кінця випадання, тобто малою тривалістю, великою інтенсивністю та охоплюють невелику площу. Влітку може випадати град. Літні зливові опади часто супроводжуються грозою.

МРЯКА – внутрімасові опади, що випадають з шаруватих і зрідка з шарувато-купчастих хмар типових, типових для теплих або місцевих стійких повітряних мас. Вони складаються із дуже дрібненьких крапель. Взимку за низьких температур з хмар випадають найдрібніші сніжинки або снігові зерна [1].



ВНУТРІМАСОВІ опади утворюються всередині однорідних повітряних мас. За умов формування стійкої теплої повітряної маси випадають опади у вигляді мряки з шаруватих хмар або облоговий дощ із щільних шарувато-купчастих хмар.

У нестійкій холодній повітряній масі випадають ЗЛИВОВІ опади.

ФРОНТАЛЬНІ опади пов'язані з проходженням фронтів. На теплому фронті утворюються облогові опади, а на холодному – зливові.

## **8.2. Умови утворення опадів**

Для утворення атмосферних опадів потрібно, щоб хмарні елементи збільшувались в розмірах. Для цього в атмосфері повинні відбуватись такі процеси: КОНДЕНСАЦІЯ водяної пари; КОАГУЛЯЦІЯ – злиття дрібних крапель; ТУРБУЛЕНТНИЙ рух повітря.

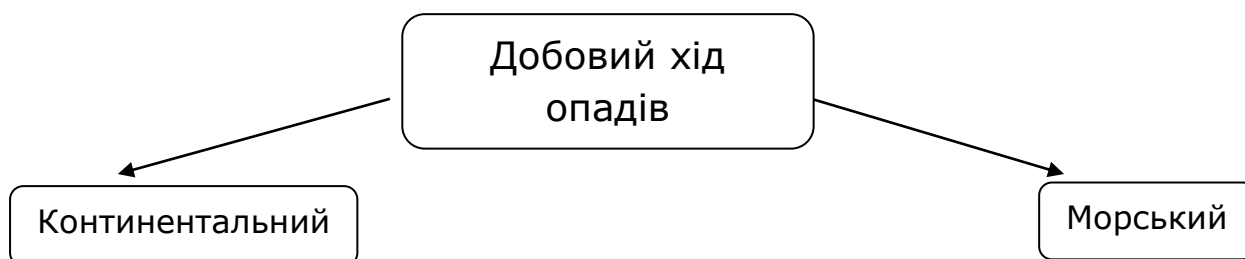
Отже, справжні опади випадають лише із ЗМІШАНИХ ХМАР, що утворюються за умов температури повітря від  $-10$  до  $-40^{\circ}$  С. Змішаними є шарувато-дощові, купчасто-дощові та високошаруваті хмари. У них краплі води та кристалики льоду існують поруч. Тому краплі в хмарах перебувають у стані не насичення, а кристали – перенасичення. У зв'язку з цим останні будуть збільшуватись через сублімацію водяної пари на їхній поверхні.

Тоді кількість водяної пари у хмарі зменшується і дрібні краплі випаровуються. Отже, водяна пара переноситься з крапель на кристали. Збільшуючись у розмірах, кристали уже не можуть бути завислими у хмарі і падають донизу у вигляді опадів. Під час падіння з верхньої частини хмари вони продовжують збільшуватись внаслідок сублімації і зіткнення з переохолодженими краплями. Вони продовжують збільшуватись внаслідок сублімації і зіткнення з переохолодженими краплями. При зіткненні сніжинок між собою утворюється безліч уламків кристалів, на яких у процесі сублімації утворюються нові сніжинки.

Якщо у нижній частині хмари чи під хмарою температура повітря вище нуля, то сніжинки тануть і далі випадають у вигляді дощу. При подальшому падінні краплі можуть зустрічатись і зливатись в одну велику краплю. Якщо температура повітря до самої земної поверхні нижче нуля, то

опади спостерігаються у вигляді снігу. В даному випадку справжні опади із хмари випадають лише у вигляді снігу.

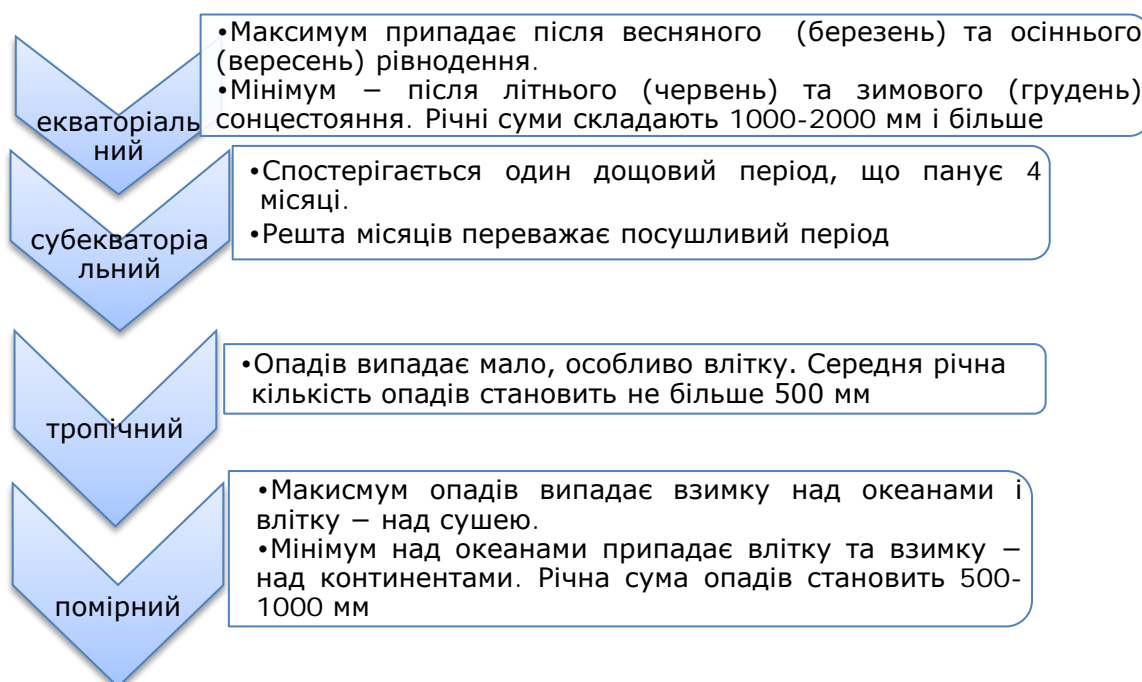
### 8.3. Добовий та річний хід опадів



У ДОБОВОМУ типі спостерігається два максимуми і два мінімуми випадання опадів. Головний максимум фіксується в після ПОЛУДЕННИЙ час, коли найбільш розвинена конвективна хмарність. Вторинний максимум, що менш виражений припадає на РАНКОВІ години, коли найбільшого розвитку досягають хмари ШАРУВАТИХ форм. Головний мінімум опадів спостерігається ВНОЧІ, а вторинний - перед ПОЛУДНЕМ.

У МОРСЬКОМУ типі (на берегових станціях) добовий хід опадів простий: мінімум опадів припадає на ДЕННИЙ, максимум – на НІЧНИЙ час, коли над морями і океанами збільшується вертикальний температурний градієнт, внаслідок чого створюється нестійкий стан атмосфери і пов'язане з цим хмароутворення [2; 8].

### ТИПИ РІЧНОГО ХОДУ ОПАДІВ





У полярних областях кількість опадів зменшується і не перевищує 300 мм на рік.

#### 8.4. Сніг та кліматичне значення снігового покриву

**СНІГ** – опади у твердому стані, що складаються із складних кристаликів льоду. Основна форма сніжинок – зірочка із шести променів. Вони формуються з шестикутних пластинок. На гранях пластинок при сублімації нарощуються промені, на яких знову виростають розгалуження. Розмір сніжинок у процесі сублімації досягає кількох міліметрів. При падінні вони часто злипаються.

Сніг, що випав на земну поверхню у холодний період року створює в полярних і помірних широтах СНИГОВИЙ ПОКРИВ, що має велике значення в тепловому балансі та в режимі вологості ґрунту і повітря. Сніг має малу густину, що складає 0,02-0,2 кг/м<sup>3</sup> від густини води. У зв'язку з цим такий розсипчастий сніговий покрив має найменшу теплопровідність.

Висота снігового покриву залежить від кількості снігу, що випав на одинцю поверхні, його густини і рельєфу місцевості. На його висоту впливає рослинність, вітер і температурний режим повітря. Найбільша висота снігового покриву спостерігається у горах.

#### КЛІМАТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ СНИГОВОГО ПОКРИВУ



СНІГОВА ЛІНІЯ – межа в горах, вище якої цілий рік зберігається сніговий покрив, тобто річне надходження твердих атмосферних опадів вище цієї лінії дорівнює їх витраті шляхом танення, сповзання.

При малій своїй масі сніжинки мають доволі великі розміри, а тому легко переносяться вітром. Останній переносить не лише сніжинки, що падають, а й піднімає їх у повітря із земної поверхні. У зв'язку з перенесенням снігу у природі існує цілий ряд явищ, які в українській мові мають різні назви.

ХУРТОВИНА (завірюха, віхола) – випадіння снігу із хмар і перенесення його при сильному вітрі. В різних районах Росії хуртовини називають ПУРГОЮ або БУРАНОМ, в Північній Америці – БЛІЗЗАРДОМ. Особливо сильні хуртовини спостерігаються на узбережжі Антарктиди через сильні вітри, а сніговий покрив сухий через низькі температури.

ЗАМЕТІЛЬ (метелиця) – коли сніг піднімається вітром з поверхні снігового покриву. Найкращі умови для виникнення заметілі – це наявність снігу, який щойно випав, достатньо сильного вітру із снігопадом [2; 7].

Хуртовини й заметілі відносять до небезпечних явищ погоди, які різко зменшують горизонтальну видимість та перерозподіляють сніговий покрив. У процесі перенесення снігу утворюються замети. Це вали та кучугури снігу на дорогах та перед перешкодами. Товщина шару снігу на них може бути в 2-5 рази більшою, ніж на відкритому полі, що вимагає великих витрат на очистку доріг від снігу.

## **8.5. Електричні явища у хмарах**

ГРОЗА – атмосферне електричне явище, яке супроводжується блискавкою, громом, дощем, досить часто ще й шквалом, а інколи й градом. Це відбувається при сильній електризації хмар. Адже електропровідність повітря дуже мала. Тому різниця потенціалів не вирівнюється шляхом електропровідності. Заряди одного знаку накопичуються в одній частині хмари, а іншого – в другій. Коли напруга поля досягає певного критичного значення близько  $(25-50) \cdot 10^3$  В/м і більше, то різниця потенціалів вирівнюється шляхом електричного розряду. Це і є БЛИСКАВКА. Розряди бувають між різними

частинами хмар, між сусідніми хмарами або між хмарою і Землею. Близько 40 % розрядів буває між хмарою і Землею.

Блискавка – це не миттєвий розряд. Вона складається з кількох послідовних розрядів, що слідуєть один за одним, одним і тим же шляхом, що називається КАНАЛОМ БЛИСКАВКИ.

Він звивистий, з розгалуженнями. Розряд відбувається у тому напрямку, де найбільше іонів, тобто де найменший опір електричному струму. Інтервал між окремими розрядами-імпульсами становить близько 0,05, а тривалість усієї блискавки десяти долі секунди. У момент розряду у каналі блискавки переноситься електричний струм силою десятки тисяч ампер. Тому температура повітря в каналі досягає 25-30 тис. °С. В результаті цього повітря в каналі розжарюється до сліпучо рожево-фіолетового свічення. Миттєве нагрівання повітря призводить до його вибухового розширення, яке й створює звуковий ефект – ГРІМ.

Він запізнюється відносно блискавки, оскільки швидкість світла досягає 300 тис. км/с, а швидкість звуку 330 м/с. Звук від різних точок блискавки долітає до нас не одночасно. Крім того,

звук відбивається від різних ділянок Землі та від хмар. Тому після основного удару грому деякий час ще супроводжується ГУРКІТ.

Про далекі грози нас сповіщає БЛИСКАВИЦЯ. Це миттєвий спалах неба поблизу обрію без грому [4;8].

КУЛЯСТА БЛИСКАВКА виникає у розпеченому повітрі каналу звичайної блискавки. Вона складається з нестійких сполук азоту та кисню і концентрує велику кількість тепла. При охолодженні до певної критичної температури речовина кулястої блискавки миттєво розкладається на азот та кисень і виділяє усю засвоєну енергію. Це створює потужний вибух. Куляста блискавка – яскрава куля з діаметром від 3 до 20 см. Її температура досягає 10-15 тисяч градусів. Рухається воан за напрямом руху повітря, у т. ч. і у приміщеннях. Тому бажано під час грози зачиняють кватирки, щоб виключити протяги.

ВОГНІ СВЯТОГО ЕЛЬМА – це кільцеподібне, пучкоподібне або ниткоподібне свічення загострених предметів: верхівки башт, веж, труб, кінців щогл кораблів, гострих виступів скель тощо. Суть явища полягає в тому, що при великій напрузі електричного поля атмосфери найбільша напруга

спостерігається на загострених кінцях предметів. У таких випадках повітря поблизу цих кінців починає проводити електричний струм. Це тихі розряди або розряди із слабким потріскуванням, які іноді супроводжуються свіченням. Такі розряди можуть бути і за відсутності грозових хмар, особливо у горах при хуртовинах та пилових бурях.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте визначення атмосферних опадів.
2. Класифікація атмосферних опадів за генезисом.
3. Класифікація атмосферних опадів за зовнішнім виглядом.
4. Яка низка процесів повинна відбутися в атмосфері для утворення опадів?
5. Що таке сніговий покрив, снігова лінія?
6. Охарактеризуйте кліматичне значення снігового покриву.
7. Дайте визначення хуртовині та заметілі.
8. Що таке гроза, блискавка, блискавиця, грім, гуркіт.
9. Чому грім запізнюється відносно блискавки?
10. Як Ви розумієте атмосферні явища : куляста блискавка і Вогні Святого Ельма?

## **Лекція 9. АТМОСФЕРНИЙ ТИСК І ЙОГО РОЗПОДІЛ БІЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ**

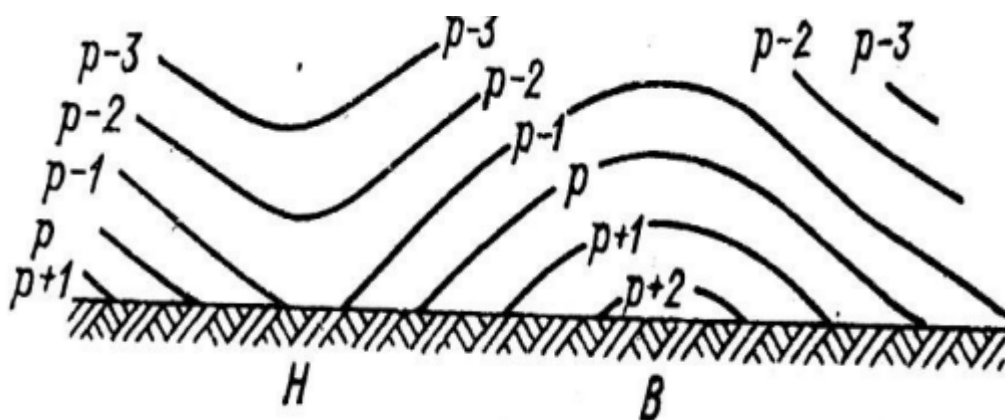
- 9.1. Ізобаричні поверхні. Карти баричної топографії
- 9.2. Вертикальний і горизонтальний баричний градієнт
- 9.3. Добовий і річний хід атмосферного тиску
- 9.4. Розподіл атмосферного тиску на земній кулі

### **9.1. Ізобаричні поверхні. Карти баричної топографії**

Просторовий розподіл атмосферного тиску називається БАРИЧНИМ ПОЛЕМ. Його наочно можна уявити за допомогою ІЗОБАРИЧНИХ ПОВЕРХОНЬ, в яких атмосферний тиск однаковий в усіх точках.

Уявімо, що вся атмосфера земної кулі пронизана ізобаричними поверхнями. Вони в різних місцях розташовані на різній висоті і перетинають поверхні рівня під дуже малими

кутами, рівними кутовим мінутам. Так, наприклад, ізобарична поверхня 1000 гПа проходить поблизу рівня моря, 850 гПа – на висоті близько 1,5 км, 700 гПа – на висоті близько 3 км, 200 гПа – на висоті 12 км, 100 гПа – поблизу 16 км. Точка перетину ізобаричної поверхні з рівнем моря є ІЗОБАРОЮ, а точки перетину ізобаричних поверхонь з іншими рівнями є ІЗОГІПСАМИ, які наносять на карти БАРИЧНОЇ ТОПОГРАФІЇ.



**Рис. 1.** Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь в циклоні (Н) і антициклоні (В)

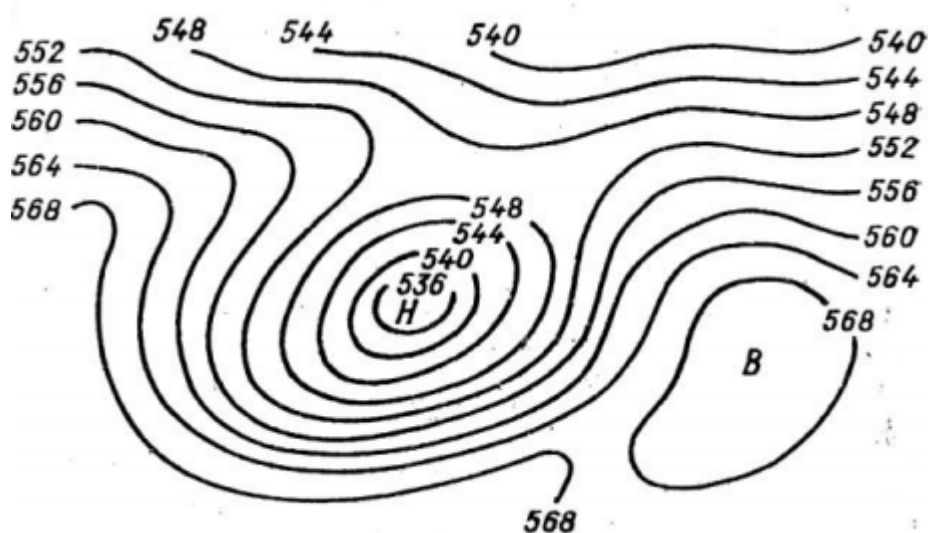
Точки перетину ізобаричної поверхні (ІЗП) з поверхнями рівня в даний момент часу в різних місцевостях розташовані на різній висоті над рівнем моря. Так, ІЗП 700 гПа над одним районом знаходиться на висоті близько 3000 м, а над іншим – на висоті 3400 м. Це залежить від розподілу атмосферного тиску на рівні моря в даний час. Окрім того, висота ізобаричних поверхонь залежить від середньої температури шару повітря в різних місцях. Отже, чим вища температура повітря, тим більший баричний ступінь, тобто тим повільніше зменшується тиск при піднятті повітря угору. У зв'язку з цим, якщо навіть на рівні моря тиск скрізь однаковий, то вище розташовані ізобаричні поверхні будуть опущені над холодними ділянками атмосфери та припідняті над теплими.

Оскільки атмосферний тиск постійно змінюється, тому для прогнозу погоди щоденно складають карти ТОПОГРАФІЇ ізобаричних поверхонь або КАРТИ БАРИЧНОЇ ТОПОГРАФІЇ. Вони

поділяють на карти АБСОЛЮТНОЇ І ВІДНОСНОЇ баричної топографії.

На карти АБСОЛЮТНОЇ баричної топографії (АТ) наносять висоти певної ІЗП відносно РІВНЯ МОРЯ на всіх станціях у чітко встановлений час. Зазвичай, у службі погоди складають карти для ІЗП 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50 та 25 гПа. Точки із рівними висотами поверхні з'єднують плавними лініями, які називають ІЗОГІПСАМИ. Насправді, на карту наносять не висоту ІЗП, а її ГЕОПОТЕНЦІАЛ. Це – потенційна енергія одиниці маси у полі сили тяжіння, тобто це робота, яку необхідно витратити проти сили тяжіння, щоб підняти одиницю маси повітря від рівня моря на задану висоту [1; 2].

Як відомо, атмосферний тиск постійно змінюється. В ЦИКЛОНАХ він найнижчий у його центрі. Тому ІЗП в них прогинаються від периферії до центру (рис. 2). Це означає, що на картах АТ навколо центру циклону утворюються замкнені ізогіпси. В АНТИЦИКЛОНАХ, навпаки, ІЗП над центром припідняті і нахилені на його периферію. Тому на картах АТ ізогіпси так само замкнені, але найбільша висота буде в центрі.



**Рис. 2.** Циклон (Н) та антициклон (В) на АТ<sub>500</sub>

На карти ВІДНОСНОЇ баричної топографії (ВТ) наносять висоти певної визначеної ізобаричної поверхні, але відраховані не від рівня моря, а від нижче розташованої ізобаричної поверхні. В практиці служби погоди складають карту ВТ<sub>500</sub>

гПа над поверхнею 1000 гПа. Ці висоти називають ВІДНОСНИМИ, а проведені ізогіпси – відносними ізогіпсами. Записують це так: 500 /1000 гПа.

Відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою залежить від середньої температури повітря між двома поверхнями. Як відомо, величина БАРИЧНОГО СТУПЕНЯ залежить від ТЕМПЕРАТУРИ. У зв'язку з цим він, тобто відстань між двома рівнями з тиском, який відрізняється на одиницю, по суті і є відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою. Це означає, що за розподілом відносних висот на карті можна мати уяву про середні температури в шарі між двома ІЗП. Отже, чим більша відносна висота, тим вища температура шару повітря. Значить карти ВТ дають уяву про розподіл температури повітря в атмосфері

У центрі замкнених ізогіпс з найбільшими значеннями ГЕОПОТЕНЦІАЛУ ставлять літеру Т, тобто це є центр області ТЕПЛА, а з найменшими значеннями – Х, тобто це – область ХОЛОДУ. Отже, карти баричної АТ і ВТ разом характеризують ТЕРМОБАРИЧНЕ ПОЛЕ атмосфери [2;4].

## **9.2. Вертикальний і горизонтальний баричний градієнт**

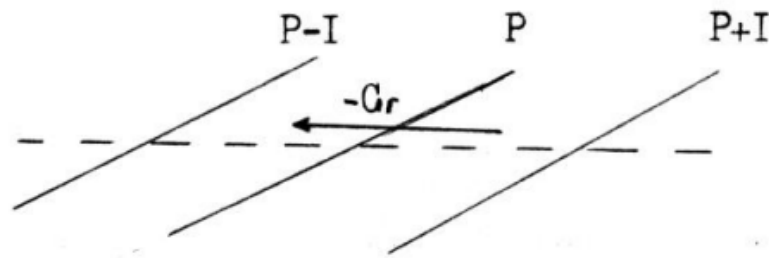
Кількісною мірою зміни будь-якої величини у просторі, наприклад, у нашому випадку, атмосферного тиску є її ГРАДІЄНТ. ВЕРТИКАЛЬНИЙ БАРИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – зменшення атмосферного тиску на кожні 100 м висоти.

БАРИЧНА СХОДИНКА або БАРИЧНИЙ СТУПІНЬ – це висота, на яку потрібно піднятися чи опустатися з наданого рівня, щоб тиск змінився на 1 гПа. Одиниця баричної сходинки – м/гПа.

Якщо дивитись на синоптичні карти та на карти баричної топографії, то можна побачити, що в одному місці ізобари (ізогіпси) близько знаходяться одна від одної, а в іншому далеко. Це означає, що у першому випадку атмосферний тиск в горизонтальному напрямку змінюється більше, а в другому менше. Кількісно таку зміну можна виразити за допомогою ГОРИЗОНТАЛЬНОГО БАРИЧНОГО ГРАДІЄНТА або градієнта тиску.

Горизонтальний БАРИЧНИЙ ГРАДІЄНТ – зміна атмосферного тиску в горизонтальному напрямку на одиницю відстані. За

одиницю відстані беруть довжину градуса меридіана (111 км) чи відстань 100 км (рис. 3).



**Рис. 3.** Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта

Напрямок горизонтального градієнта збігається з перпендикуляром до ізобар (ізогіпс) і спрямований у бік зменшення атмосферного тиску. На практиці служби погоди вимірюють відстань між ізобарами у перпендикулярному до них напрямку на синоптичних картах або між ізогіпсами на картах баричної топографії і за формулою визначають величину горизонтального градієнта тиску. Здебільшого горизонтальний баричний градієнт поблизу поверхні землі становить 1-3 гПа на кожен градус меридіану.

Горизонтальний баричний градієнт є горизонтальною складовою ПОВНОГО БАРИЧНОГО ГРАДІЄНТА, який у кожній точці ізобаричної поверхні спрямований вздовж перпендикуляра до цієї поверхні в бік поверхні з меншим атмосферним тиском. Його можна розкласти на вертикальну та горизонтальну складові, або на ВЕРТИКАЛЬНИЙ та ГОРИЗОНТАЛЬНИЙ градієнти. Оскільки тиск змінюється догори значно більше, ніж в горизонтальному напрямку, то вертикальний баричний градієнт в десятки тисяч разів більший від горизонтального, але він врівноважується силою земного тяжіння, яка спрямована протилежно йому. Потрібно зауважити, що вертикальний баричний градієнт не впливає на горизонтальний рух повітря.



### **9.3. Добовий та річний хід атмосферного тиску**

Атмосферний тиск у будь-якому місці на земній кулі постійно змінюється. В основному ці зміни є НЕПЕРІОДИЧНІ, тобто будь-коли упродовж доби тиск може різко підвищитись або знизитись. Найбільші неперіодичні зміни бувають у ВИСОКИХ та ПОМІРНИХ широтах і значно менші в ТРОПІЧНИХ. Вони пов'язані в основному з неперіодичними зміщеннями основних БАРИЧНИХ СИСТЕМ. Так, за ДОБУ в помірних широтах інколи атмосферний тиск в одному пункті може змінитись на 20-30 гПа. Зміна тиску за останні 3 год перед терміном спостереження називається БАРИЧНОЮ ТЕНДЕНЦІЄЮ.

Періодичні, тобто ДОБОВІ ЗМІНИ атмосферного тиску в помірних широтах значно менші і відносно добре помітні лише в тропічних широтах. Тут добова амплітуда тиску досягає 3-4 гПа, причому спостерігається два максимуми і два мінімуми.

Найвищий тиск буває близько 9-10 та 21- 22 год., а найнижчий близько 3-4 та 15-16 год. У напрямку від тропіків до полюсів ДОБОВА АМПЛІТУДА тиску зменшується. На широті 60 ° вона становить десяті долі гПа і практично не помітна на фоні неперіодичних змін. Отже, у помірних та високих широтах ДОБОВИЙ ХІД атмосферного тиску не спостерігається, а лише встановлюється шляхом статистичної обробки спостережень [2].

У зв'язку з річним ходом температури та сезонними змінами циклонічної діяльності РІЧНИЙ ХІД атмосферного тиску має багато відмінностей. Найпростіший він над материками, де взимку він буває найвищим, а влітку найнижчим. Так, у Києві на рівні моря середній тиску у січні 1021 гПа, а в липні 1012 гПа, річна амплітуда 9 гПа. В Ташкенті річна амплітуда досягає 22 гПа, в пустелі Гобі майже 40 гПа. Абсолютна амплітуда річного ходу атмосферного тиску на рівні земної поверхні в Україні досягає 60-82 гПа. У субтропічній частині земної кулі упродовж усього року атмосферний тиск високий і тому амплітуда річного ходу дуже мала. Над океанами річний хід атмосферного тиску в загальних рисах протилежний.

## 9.4. Розподіл атмосферного тиску на земній кулі



У січні у південній півкулі на південь від тропічних максимумів тиск теж знижується і між 60 і 65° пд. ш. знаходиться майже суцільний пояс зниженого тиску. В Арктиці в напрямку до Північного полюса і в Антарктиці – до Південного полюса атмосферний тиск зростає, утворюючи слабо виражені ПОЛЯРНІ БАРИЧНІ МАКСИМУМИ.

У липні у південній півкулі, як і в січні, зберігається зона низького тиску в субполярних широтах і антициклон над Антарктичним материком.

Отже, середній розподіл атмосферного тиску на рівні моря загалом має зональний характер. Виділяються зони зниженого тиску – ЕКВАТОРІАЛЬНА, ПОМІРНИХ і СУБПОЛЯРНИХ ШИРОТ, і зони підвищеного тиску – СУБТРОПІЧНІ І ПОЛЯРНІ. Однак, повна зональність розподілу тиску порушується тим, що над материками атмосферний тиск взимку підвищується, а влітку знижується.

Області зниження чи підвищення атмосферного тиску разом називаються областями зміни тиску або ІЗАЛЛОБАРИЧНИМИ. ІЗАЛЛОБАРИ – ізолінії однакової зміни тиску за одиницю часу. Вони змінюють своє положення на синоптичній карті, тобто

переміщуються залежно від напрямку повітряних течій в середній тропосфері [2; 3; 4].

Відхилення середнього значення атмосферного тиску за окремий місяць певного року від багаторічного середнього того ж місяця, тобто різницю цих значень називають МІСЯЧНОЮ АНОМАЛІЄЮ ТИСКУ. Найбільша вона спостерігається взимку (в 2-3 рази більша, ніж улітку), причому на океанах більша, ніж на материках та у високих широтах більша, ніж у низьких.

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке вертикальний, горизонтальний баричний градієнт?
2. Що таке барична сходинка?
3. Що таке ізобари? Які форми баричного рельєфу вони утворюють? Які форми баричного рельєфу вони утворюють?
4. Назвіть види карт баричної топографії.
5. Який добовий та річний хід атмосферного тиску?
6. Назвіть баричні максимуми влітку та взимку.
7. Назвіть баричні мінімуми влітку та взимку.
8. Які зони атмосферного тиску виділяються на рівні моря на земній кулі?
9. Що таке ізаллобаричні області?
10. Дайте визначення місячної аномалії атмосферного тиску. Коли вона є найбільшою?

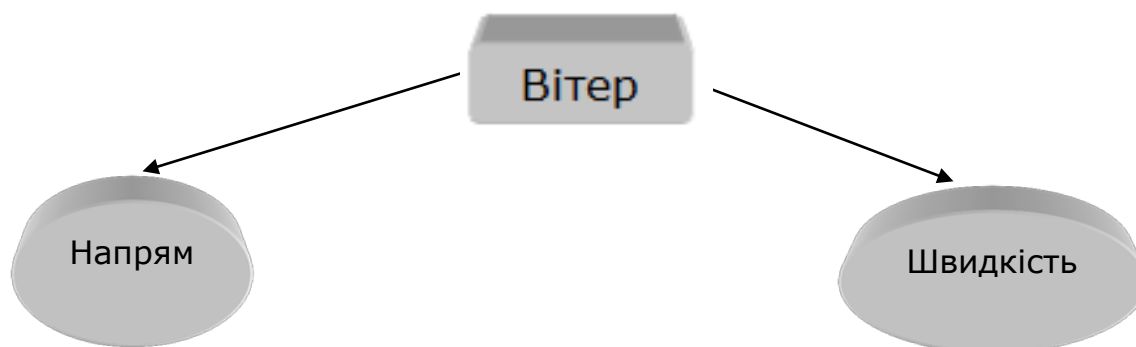
## **Лекція 10. ОСОБЛИВОСТІ ВІТРОВОГО РЕЖИМУ**

- 10.1. Вітер та його складові
- 10.2. Сили, що впливають на рух повітря
- 10.3. Різновиди вітру

### **10.1. Вітер та його складові**

ВІТЕР – рух повітря щодо земної поверхні, що виникає внаслідок неоднакового атмосферного тиску в різних точках атмосфери. Оскільки атмосферний тиск змінюється як по вертикалі, так і по горизонталі, то повітря, зазвичай, рухається

під деяким дуже малим кутом до земної поверхні. Тому ВІТЕР – горизонтальний рух повітря, тобто по суті це горизонтальна складова цього руху. Крім того, є ще вертикальна складова цього руху, що значно є меншою за горизонтальну і стає помітною тільки під час сильної конвекції або за наявності орографічних перешкод, коли повітря вимушене підніматися або стікати по схилах підвищень.



Вітри над великими просторами, що охоплюють також більшу або меншу товщу атмосфери, утворюють ПОВІТРЯНІ ТЕЧІЇ. Вони – це цілі системи вітрів, що мають певну стійкість в часі. Розподіл їх над земною поверхнею, тобто ПОЛЕ ПОВІТРЯНИХ ТЕЧІЙ, можна характеризувати векторами (стрілками), що вказують напрям і швидкість вітру в різних точках.

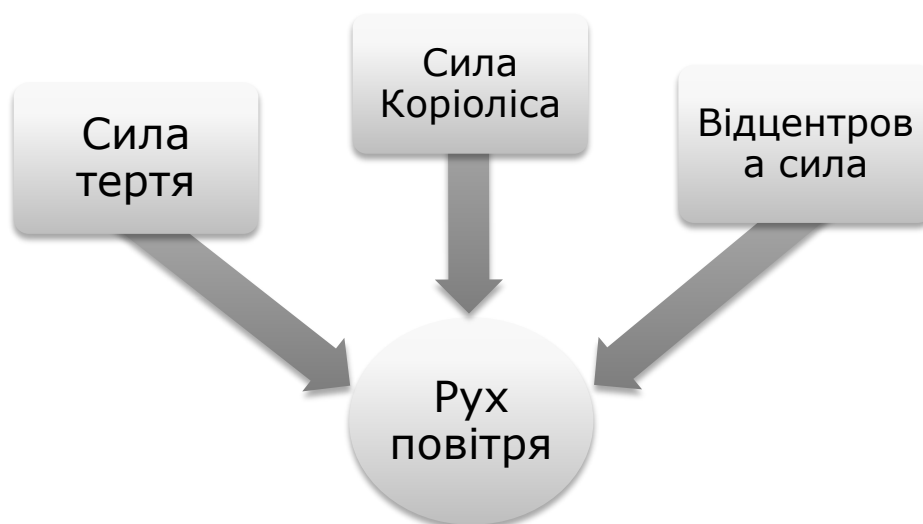
Але в рухомому повітрі внаслідок тертя об земну поверхню, а також нерівномірного її нагрівання завжди має місце турбулентність. Це означає, що всередині загального потоку окремі потоки, об'єми, порції повітря рухаються безладно, в різних напрямках, і з різними швидкостями. Тому в кожній точці простору відбуваються швидкі зміни як швидкості, так і напрямку вітру [2].

Рух повітря в кожній точці складається ніби з окремих поштовхів або поривів, раптових посилень і послаблень вітру, що безперервно змінюють один одного. Такий характер руху повітря називають ПОРИВЧАСТІСТЬ вітру. Середню швидкість вітру визначають, за той або інший невеликий проміжок часу (за 2 чи 10 хв.), упродовж якого проводиться її вимірювання. Дійсна ж швидкість окремих об'ємів повітря, швидко змінна в часі,

називається **МИТТЄВОЮ ШВИДКІСТЮ**. Вимірюють ще максимальну швидкість, тобто найбільшу, яка спостерігалась за певний період часу. Різке короткочасне посилення вітру на обмеженій території, що, зазвичай, спостерігається під передньою частиною купчасто-дощової хмари, носить назву **ШКВАЛУ**. Швидкість вітру під час шквалу збільшується до 30 м/с і більше, а тривалість його досягає декількох хвилин. Їх відносять до небезпечних метеорологічних явищ, тому що вони часто завдають значного збитку народному господарству.

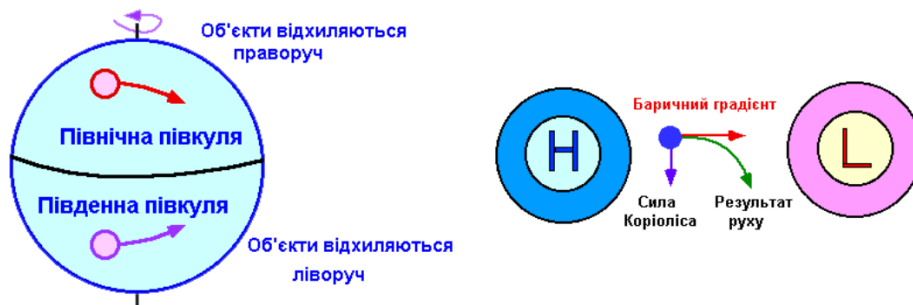
## 10.2. Сили, що впливають на рух повітря

Як було сказано вище, основною причиною виникнення вітру є нерівномірний розподіл атмосферного тиску над земною поверхнею. Різниця атмосферного тиску повітря на одиницю відстані називається **ГОРИЗОНТАЛЬНИМ БАРИЧНИМ ГРАДІЄНТОМ**. Сила баричного градієнту є тією силою, яка призводить в рух маси повітря, тобто викликає **ВІТЕР**. Під впливом цієї сили повітря переміщується у бік низького тиску. На рух повітря мають вплив ще такі три сили.



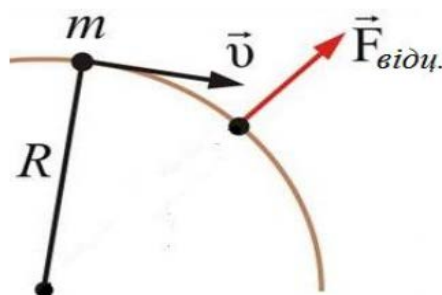
При русі будь-якого тіла в системі координат, що обертаються разом із Землею, виникає відхилення від початкового напрямку руху відносно цієї системи, направлене під кутом  $90^\circ$  до швидкості руху повітря. Його називають **ВІДХИЛЯЮЧОЮ СИЛОЮ**, або силою **КОРІОЛІСА**. Вона

направлена в північній півкулі вправо, а в південній – вліво (рис. 1). Тому вона не прискорює і не уповільнює рух, а тільки змінює його напрям.



**Рис. 1.** Відхиляюча сила обертання Землі, або сила Коріоліса

Якщо ж повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в циклонах та антициклонах, то з'являється ВІДЦЕНТРОВА сила (рис. 2). Вона спрямована вздовж радіуса кривизни траєкторії зовні у бік випуклості ізобар. Відцентрова сила в десятки-сотні разів менша відхиляючої сили. Але на великих швидкостях і малих радіусах кривизни вона у багато разів перевищує силу градієнта. Такі умови створюються в невеликих вихорах з вертикальною віссю, що виникають в жарку погоду, в смерчах і торнадо, де радіус траєкторії незначний, а швидкості руху дуже великі. В тропічних циклонах, де відхиляюча сила мала, відцентрова сила істотно впливає на рух повітря [4].

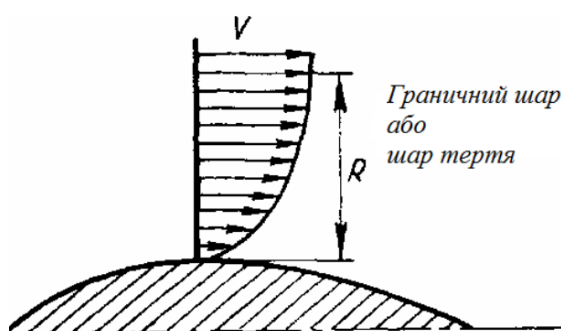


**Рис. 2.** Відцентрова сила

СИЛА ТЕРТЯ – це сила, що значно зменшує швидкість руху повітря. Вона спрямована проти руху повітря. Повітря рухається над нерівною шорсткою поверхнею і, відчуваючи опір цієї поверхні і наземних предметів, зменшує швидкість свого руху.

Часточки з малою швидкістю у процесі турбулентного обміну потрапляють у вищі шари атмосфери. Отже, внаслідок турбулентності зменшення швидкості передається ввєрх на значну висоту.

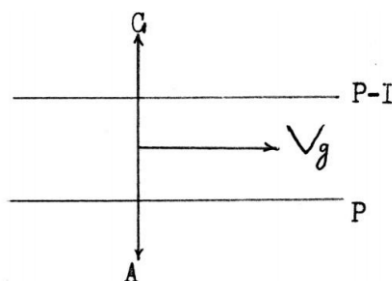
Найбільша сила тертя в приземному шарі повітря поступово зменшується догори. Сила тертя практично зникає на висоті від 500 до 1500 м, а в середньому  $\sim 1000$  м. Цей нижній шар повітря називається ШАРОМ ТЕРТЯ або ПЛАНЕТАРНИМ ГРАНИЧНИМ ШАРОМ. Верхня межа цього шару називається РІВНЕМ ТЕРТЯ. Вище цього шару розташована ВІЛЬНА АТМОСФЕРА (рис. 3).



**Рис. 3.** Граничний шар або шар тертя

### 10.3. Різновиди вітру

З вище сказаного відомо, що на рух повітря може впливати різна кількість сил. Уявимо, що на одиничний об'єм повітря діють дві сили: це сила БАРИЧНОГО ГРАДІЄНТУ та сила КОРІОЛІСА. Це можливо при ПРЯМОЛІНІЙНИХ ІЗОБАРАХ вище шару ТЕРТЯ. У даному випадку буде спостерігатись прямолінійний рівномірний рух повітря, що називається ГЕОСТРОФІЧНИМ ВІТРОМ  $V_g$  (рис. 4).



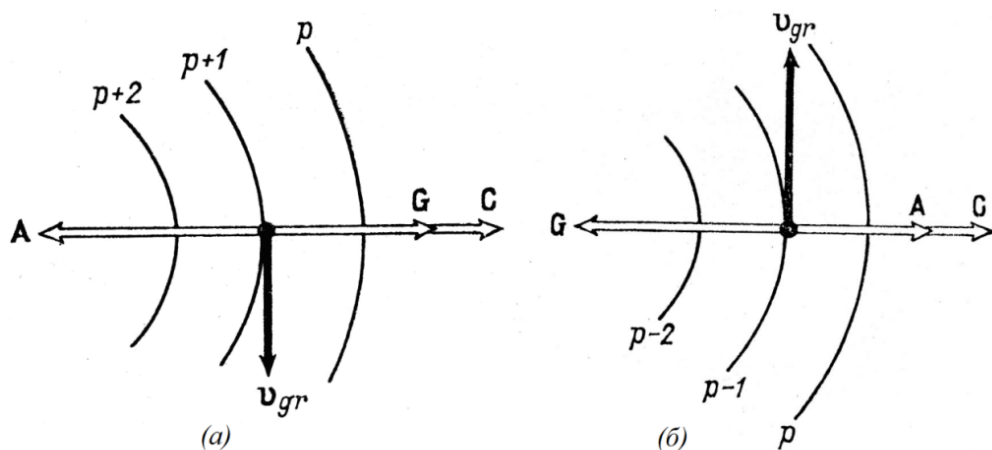
**Рис. 4.** Геострофічний вітер

G – сила баричного градієнту, A – відхиляюча сила обертання Землі,  
 $V_g$  – швидкість вітру

Баричний градієнт направлений у бік найменшого тиску, відхиляюча сила обертання Землі зрівноважує його і геострофічний вітер дме вздовж ізобар, залишаючи НИЗЬКИЙ тиск ЛІВОРУЧ в ПІВНІЧНІЙ півкулі та ПРАВОРУЧ в південній. Отже, у реальних умовах атмосфери вище шару тертя дійсний вітер дуже близький до геострофічного як за напрямком, так і за швидкістю. А поблизу земної поверхні вітер значно відрізняється від геострофічного [1; 4].

Якщо ж вище шару тертя повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в ЦИКЛОНАХ та АНТИЦИКЛОНАХ, то до двох перших сил додається ВІДЦЕНТРОВА сила  $C$ . Швидкість вітру у будь-якій точці траєкторії спрямована вздовж дотичної до колової траєкторії у цій точці.

Відхиляюча сила обертання Землі завжди спрямована під прямим кутом до швидкості, тобто вздовж радіуса кривизни ПРАВОРУЧ у ПІВНІЧНІЙ півкулі та ЛІВОРУЧ у ПІВДЕННІЙ. Відцентрова сила також спрямована вздовж радіуса кривизни у бік випуклості ізобар. Виходить, що сила градієнта повинна врівноважити геометричну суму інших двох сил і бути з ними на одній прямій, тобто вздовж радіуса кривизни. Отже, баричний градієнт спрямований під прямим кутом до швидкості, тобто вітер дме вздовж ізобар. Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря вздовж колових траєкторій вище шару тертя називається ГРАДІЄНТНИМ ВІТРОМ (рис. 5).



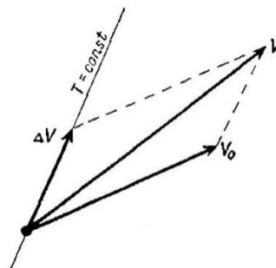
**Рис. 5.** Градієнтний вітер у північній півкулі в антициклоні (а) та циклоні (б):  $G$  – сила баричного градієнта,  $A$  – відхиляюча сила обертання Землі,  $C$  – відцентрова сила,  $V_{gr}$  – градієнтний вітер



Відцентрова сила в атмосфері менша, ніж сила баричного градієнта. Тому в циклонах силу градієнта врівноважують дві сили – сила КОРІОЛІСА і ВІДЦЕНТРОВА. В антициклонах відхиляючу силу врівноважують сила баричного градієнта та відцентрова. В результаті дії відхиляючої сили обертання Землі у ПІВНІЧНІЙ півкулі градієнтний вітер в ЦИКЛОНІ дме ПРОТИ годинникової стрілки, а в ПІВДЕННІЙ ЗА годинниковою стрілкою. В АНТИЦИКЛОНАХ навпаки у ПІВНІЧНІЙ півкулі вітер дме ЗА годинниковою стрілкою, а в ПІВДЕННІЙ – ПРОТИ.

Баричне поле при віддалені від земної поверхні змінюється і, отже, змінюється напрямок та швидкість вітру. Ми знаємо, що при зростанні висоти баричний градієнт одержує додаткову складову, спрямовану вздовж температурного градієнта і, отже, градієнтний вітер посилюється. Ця додаткова складова  $\Delta V$  називається ТЕРМІЧНИМ ВІТРОМ (рис. 6). ТЕРМІЧНИЙ ВІТЕР – приріст

(векторний) геострофічного вітру від одного рівня до іншого, вище розміщеного, що залежить від середнього горизонтального градієнту температури в шарі між цими рівнями [2].



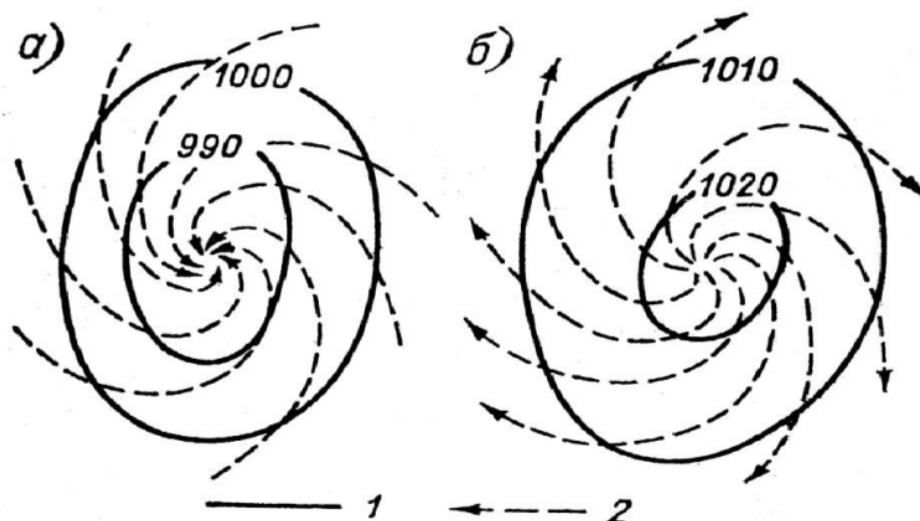
**Рис. 6.** Термічний вітер:  $V_0$  – вітер на нижньому рівні,  $\Delta V$  – термічний вітер,  $V$  – вітер на верхньому рівні

Якщо баричний градієнт в приземному шарі повітря співпадає за напрямком з температурним градієнтом у вищих шарах, то при піднятті догори він збільшується, не змінюючи напрямку. Тоді ізобари на всіх рівнях співпадають з ізотермами, а ТЕРМІЧНИЙ ВІТЕР співпадає за напрямком з вітром на нижньому рівні. Отже, швидкість вітру при піднятті догори збільшується, а напрямок залишається сталим.

Якщо баричний градієнт в приземному шарі протилежно спрямований до температурного градієнта, то він зменшується при піднятті догори і разом з ним зменшується швидкість вітру

до нуля, не змінюючи напрямку. Вище цього шару виникає вітер протилежного напрямку. Якщо між баричним та температурним градієнтами є кут менше  $180^\circ$ , то термічний вітер буде спрямований праворуч чи ліворуч, залежно від того в якій бік баричний градієнт відхиляється від температурного. Ось чому при піднятті вгору градієнтний вітер повертає або ПРАВОРУЧ або ЛІВОРУЧ.

При рівномірному русі повітря в циклонах та антициклонах, тобто при криволінійних ізобарах у шарі тертя сила тертя також не співпадає з відхиляючою силою. Тому і сила баричного градієнта не співпадає за напрямком з відхиляючою силою обертання Землі. Напрямок вітру також буде відхилятися від ізобар до центру циклону ПРОТИ годинникової стрілки у ПІВНІЧНІЙ півкулі та ЗА годинниковою – у ПІВДЕННІЙ. В АНТИЦИКЛОНІ в нижніх шарах повітря буде рухатись за ГОДИННИКОВОЮ стрілкою в ПІВНІЧНІЙ півкулі, одночасно повітря розтікається від центру до периферії (рис. 7).



**Рис. 7.** Ізобари (1) та траєкторії перенесення повітря (2) в приземних шарах циклону (а) та антициклону (б) у північній півкулі

Провівши лінії плин у нижніх шарах циклону побачимо, що вони мають вигляд спіралі, яка закручується проти годинникової стрілки і сходиться до центру циклону. Для цих ліній центр циклону є ТОЧКОЮ СХОДЖЕННЯ ліній або ТОЧКОЮ

КОНВЕРГЕНЦІЇ. В нижніх шарах антициклону лінії плинун також як спіраль розходяться від центру за годинниковою стрілкою. У цьому випадку центр антициклону є ТОЧКОЮ РОЗХОДЖЕННЯ ліній плинун або ТОЧКОЮ ДИВЕРГЕНЦІЇ. У південній півкулі лінії плинун спрямовані за годинниковою стрілкою в циклоні та проти – в антициклоні.

Враховуючи, усе вище сказане, можна зробити такий висновок: якщо стати спиною до вітру, то найнижчий атмосферний тиск буде ЛІВОРУЧ і дещо ПОПЕРЕДУ, а найвищий – ПРАВОРУЧ і дещо ПОЗАДУ спостерігача (у північній півкулі). Таке розташування областей високого і низького тиску було знайдено емпірично ще в першій половині ХІХ ст. і одержало назву БАРИЧНОГО ЗАКОНУ ВІТРУ або закону БЕЙС-БАЛЛО.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте визначення вітру.
2. Які сили викликають появу вітру?
3. Яким чином сила Коріоліса впливає на напрямок вітру в різних частинах Земної кулі?
4. Опишіть умови та особливості впливу відцентрової сили на вітер.
5. Від чого залежить характер впливу сили тертя на вітер?
6. Дайте визначення поняттям «планетарний граничний шар», «рівень тертя» та «вільна атмосфера».
7. Охарактеризуйте геострофічний, градієнтний, термічний вітер та сили, що впливають на їх утворення.
8. Опишіть характер руху повітря в циклонах та антициклонах.
9. Що таке точка конвергенції та дивергенції?
10. Сформулюйте баричний закон вітру.

## Лекція 11. МІСЦЕВІ ВІТРИ

11.1.Різновиди місцевих вітрів

11.2.Маломасштабні вихори

### 11.1. Різновиди місцевих вітрів

МІСЦЕВІ ВІТРИ – це вітри, які властиві певній окремій місцевості. Вони виникають під впливом різних чинників. Зокрема, місцевими вітрами можна називати місцеві збурення течії загальної циркуляції атмосфери. Це можливо під впливом особливостей орографії місцевості. Багато місцевих вітрів не пов'язані із загальною циркуляцією атмосфери і проявляються лише при ясній погоді і малих баричних градієнтах.

БРИЗИ – це вітри, які виникають вздовж берегової лінії морів, озер і навіть великих річок при ясній антициклональній погоді. Вдень бриз дме з водної поверхні на суходіл і його називають МОРСЬКИМ БРИЗОМ, а вночі з суходолу на водну поверхню – це БЕРЕГОВИЙ БРИЗ. Причина виникнення їх пов'язана з добовою зміною температури повітря суходолу (рис. 1).

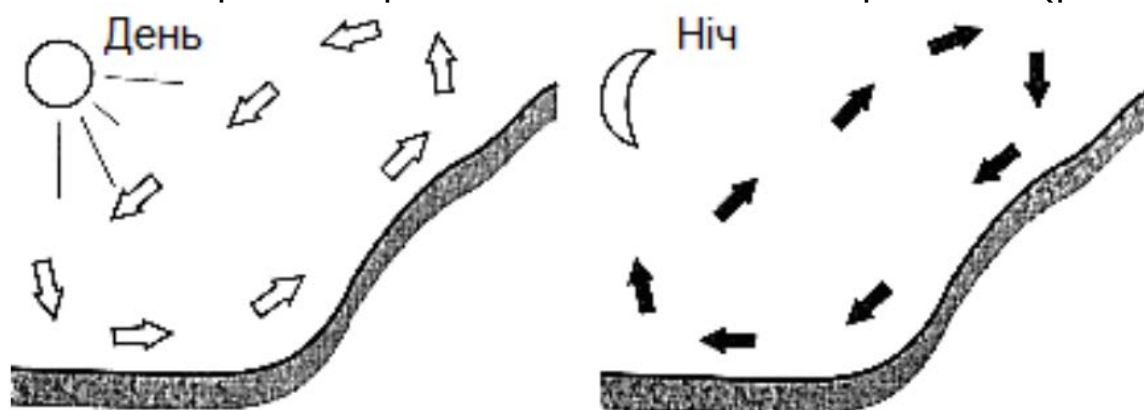


Рис. 1. Схема утворення бризу

Вдень суходіл добре нагрівається, а водна поверхня відносно холодна. Тому атмосферний тиск над прибережним суходолом знижується, а над водною поверхнею підвищується і

повітря переноситься на суходіл. Це і є МОРСЬКИЙ БРИЗ. Вночі суходіл при малохмарній погоді вихолоджується, а водна поверхня стає відносно теплою. Тому повітря переноситься з берега на водну поверхню. Пересічна швидкість вітру становить 3-5 м/с. Особливо потужні бризи спостерігаються в СУБТРОПІЧНИХ АНТИЦИКЛОНАХ. Так, в західній АФРИЦІ морський бриз, витісняючи гаряче континентальне повітря, може спричинити зниження температури повітря більше, ніж на 10° С та збільшити відносну вологість повітря більше, ніж на 40 % [4].

ВІТРИ СХИЛІВ виникають при ясній антициклональній погоді на схилах гірських хребтів, а також на бокових схилах великих гірських долин під впливом термічних причин, а саме внаслідок відмінностей у нагріванні верхніх та нижніх частин схилів. Вдень прогріте легке повітря піднімається вгору вздовж схилу, а вночі холодне важке повітря стікає вниз. На деякій висоті над схиловими течіями виникають обернено спрямовані компенсаційні протитечії (рис. 2).



**Рис. 2.** Схема руху вітрів схилів

ГІРСЬКО-ДОЛИННІ ВІТРИ виникають у гірських долинах. Вдень вітер дме вздовж долини вгору, а вночі вниз. Система гірсько-долинних вітрів має значну горизонтальну протяжність, заповнюючи всю долину від початку до її виходу на рівнину. Це потужна циркуляційна ланка, через яку відбувається обмін повітря між горами і прилеглою рівниною. Так, нічні гірсько-долинні вітри Ферганської та Ангренської долин Середньої Азії проникають на рівнину на 70-100 км. Вдень при малохмарній погоді підстильна поверхня і повітря у верхній частині долини дуже нагріваються. Крім того,

температура повітря в долині вища, ніж в атмосфері над долинною. Усе це разом зумовлює ДЕННИЙ ДОЛИННИЙ ВІТЕР. Швидкість його в середині дня близько 3-5 м/с. Вночі верхні частини долин в результаті великого ефективного випромінювання дуже охолоджуються і холодне повітря стікає вниз. Швидкість нічного гірського вітру близько 2 м/с. Гірсько-долинні вітри найчастіше спостерігаються влітку в дні з малоохмарною

погодою. В інші сезони вони бувають рідше. Отже, гірсько-долинні вітри є важливим чинником формування клімату гір. Важлива

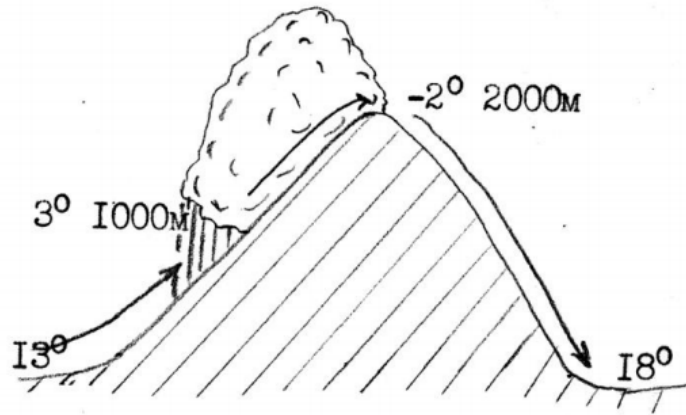
не лише наявність різкої зміни напрямку вітру упродовж доби. Вони також сприяють АДВЕКЦІЇ ТЕПЛА І ХОЛОДУ, перенесенню вологи, впливають на розвиток хмар та розподіл опадів і інших атмосферних явищ.

ЛЬОДОВИКОВІ ВІТРИ виникають над поверхнею льодовиків у горах. Повітря охолоджується над ним і стікає вниз. Отже, ЛЬОДОВИКОВИЙ ВІТЕР має постійний напрямок. Швидкість вітру 3-7 м/с і залежить від розмірів та нахилу льодовика. Найбільша його швидкість спостерігається вдень, коли буває найбільший контраст температури повітря безпосередньо над льодом і в атмосфері. У повітрі над льодовиком завжди спостерігається ІНВЕРСІЙНИЙ розподіл температури, обумовлений охолодженням повітря від льодовика. На висоті 2 м температура повітря може бути на 8-10° вищою, ніж безпосередньо над льодовиком. Але найбільші льодовикові (СТОКОВІ) ВІТРИ спостерігаються на узбережжях Гренландії та Антарктиди, які мають великий нахил від центру до узбережжя і дуже довгі схили. Тому тут товщина шару СТОКОВИХ ВІТРІВ може досягати 200-300 м, швидкість вітру 30-40 м/с, а в окремих місцях часом 80-90 м/с.

ФЕН – це теплий сухий поривчастий вітер, який дме з гір в долину. Вперше описаний в Альпах, але відомий у всіх гірських районах, у т. ч. на крутих схилах Кримських гір. Вони виникають тоді, коли повітряні течії загальної циркуляції атмосфери перетікають через достатньо високі гори. На підвітряному боці гір повітря опускається вниз і при цьому воно

адіабатично нагрівається на  $1^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м опускання. При нагріванні повітря відносна вологість його зменшується.

Якщо уявити, що повітря перевалює хребет висотою 2000 м, а температура повітря на його вершині була  $-2^{\circ}\text{C}$ , то опустившись вниз воно нагрівається на  $20^{\circ}$  і температура його в долині буде  $18^{\circ}\text{C}$  (рис. 3).



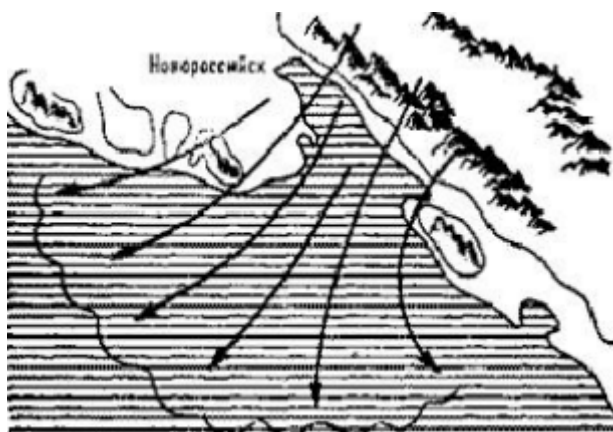
**Рис. 3.** Схема утворення фену

Повітря спочатку піднімається угору вздовж навітряного схилу, охолоджуючись досягає стану насичення, утворюються хмар випадають атмосферні опади. З долини на підвітряному боці гори над хребтом видно хмару, ніби прив'язану до хребта [4].

Насправді це кожної миті з'являється нова хмара. справа в тому, що опускаючись за хребтом разом з повітрям, хмара випаровується, а над хребтом утворюється наново. Втративши частково вологу і нагрівшись при опусканні в долину повітря стає теплим і сухим.

Дуже гарячими фени бувають тоді, коли через хребет перетікає тепле тропічне повітря. Воно додатково адіабатично нагрівається, що й викликає різке підвищення температури. Інтенсивні фени під місцевою назвою ЧИНУК відомі на сході Скелястих гір, коли упродовж кількох годин температура може підвищитись на  $40-45^{\circ}\text{C}$ . ЧИНУК місцеве населення називає пожирачем снігу, бо при появі цього вітру спостерігається інтенсивне танення снігу, а інколи він просто випаровується. Особливо великий ефект підвищення температури при фенах спостерігається тоді, коли в долинах чи на нижніх схилах хребта було холодне повітря.

БОРА – сильний холодний поривчастий вітер, який дме з відносно низьких гірських хребтів у бік досить теплого моря. Такі вітри давно відомі в районі Новоросійської бухти на Чорному морі, в районі Трієста на Адріатичному узбережжі. Подібні вітри з місцевою назвою САРМА є на озері Байкал поблизу острова Ольхон, МІСТРАЛЬ – на Середземноморському узбережжі Франції тощо. У Новоросійську БОРА виникає тоді, коли холодний фронт підходить із півночі до Морхотського перевалу над Новоросійськом. Важке холодне повітря перетікає через перевал висотою близько 500 м і під дією сили земного тяжіння набирає великої руйнівної сили. При цьому температура повітря може бути  $-10-15^{\circ}\text{C}$ , а перед борою вона була  $5-10^{\circ}$  тепла. У Новоросійську були зафіксовані випадки, коли при борі температура повітря знижувалась більше ніж на  $25^{\circ}\text{C}$ . Вона затихає у морі за кілька кілометрів від міста. Бора виникає лише в холодну частину року – з листопада до березня (рис. 4).



**Рис. 4.** Бора (сарма)



ШКВАЛИ – різке короткочасне посилення вітру до 15-20 м/с і більше. Тривають кілька хвилин, іноді повторюються. За такий короткий час вони проявляють руйнівну силу. Шквали розвиваються в купчасто-дощових хмарах: ВНУТРІШНЬОМАСОВИХ і ФРОНТАЛЬНИХ. Перед купчасто-дощовою хмарою виникають потужні висхідні рухи повітря. В центральній і тилевій частині хмари разом з опадами виникають потужні низхідні рухи (рис. 5). Тому під передньою частиною хмари виникає вихор з горизонтальною віссю. Нижня частина цього вихору і є тим шквалом, який фіксують поблизу поверхні землі. При наближенні потужної купчасто-дощової хмари вітер посилюється і повертає у бік хмари, а потім з під хмари дме у вигляді шквалу.

Фронтальні ШКВАЛИ виникають одночасно на великих територіях вздовж лінії фронту. Зазвичай вони виникають одночасно з грозами, опадами зливого характеру, часто з градом. При шквалах атмосферний тиск різко зростає у зв'язку з холодними зливовими опадами. Після проходження хмари атмосферний тиск знижується. Лише в степових районах в умовах великої сухості повітря шквали можуть виникати без утворення купчасто-дощових хмар [2; 4].



**Рис. 5.** Схема утворення шквалу

## 11.2. Маломасштабні вихори

Влітку можна спостерігати ПИЛОВІ ВИХОРИ невеликого розміру. В них відбувається швидке обертання повітря навколо осі з одночасним підняттям угору. Листя, пил та інші легкі предмети піднімаються угору по спіралі. В пустелях такі вихори трапляються майже щоденно. Діаметр таких вихорів від 1 до 100 м. Висота їх підйому від кількох десятків метрів до кілометра. Швидкість руху в горизонтальному напрямі до 20-30 км/год.

Більш потужні вихори виникають з відносно невеликою руйнівною силою, які називаються СМЕРЧАМИ. Над суходолом подібні вихори називають ТРОМБАМИ, а в Північній Америці – ТОРНАДО. Зазвичай, вихор виникає в передній частині купчасто-дощових хмар і спускається зверху до земної поверхні. Здебільшого виникають вони влітку в дуже нагрітому вологому тропічному повітрі з нестійкою стратифікацією. Також можуть виникати як поблизу різних атмосферних фронтів, так і на значній відстані від них. Смерчі часто виникають серіями по кілька вихорів.

Тромби бувають поодинокими, хоча інколи зустрічаються серіями. Вони мають вертикальну вісь. Тромби утворюють стовп між хмарою і землею, який розширюється догори і донизу, і у вигляді хобота, який звисає із хмари. Стовп чи хобот добре видно, тому що вихор втягує у себе зверху хмару, а знизу пил, воду й інші предмети. Крім того, в середині вихору різко знижується атмосферний тиск, тому там відбувається конденсація водяної пари. **НАЙНИЖЧИЙ ТИСК** зафіксовано в ТОРНАДО 912 гПа. Вітер у тромбах дме як за годинниковою стрілкою, так і проти. Швидкість руху вихору становить 30-40 км/год. Діаметр смерчів – десятки метрів, тромбів – сотні метрів, американські торнадо досягають кілометра. Час існування смерчів – хвилини, тромбів – десятки хвилин, а інколи кілька годин. За цей час смерч проходить кілька кілометрів, тромб – десятки і сотні кілометрів. Діаметр тромбів та довжину шляху визначають за смугою руйнування.

Швидкість вітру в трюбах досягає 50-100 м/с, а в американських торнадо 125 м/с.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте визначення поняттю місцеві вітри.
2. Що таке бризи? Які є їх види? Назвіть причини їх виникнення.
3. Як Ви розумієте вітри схилів, гірсько-долинні вітри?
4. Що таке льодовикові або стокові вітри? Назвати райони їх поширення.
5. Що таке фен? Назвати причини їх утворення та райони поширення.
6. Дати визначення борі. Назвати їх різновиди. Як змінюється температура під час бори?
7. Що таке шквал? Які вони бувають?
8. Що називають мало масштабними вихорами і як вони утворюються?
9. Дайте визначення смерчу, торнадо, трюбу. Яка в них швидкість вітру? Коли вони здебільшого виникають?

## **Лекція 12. ПОВІТРЯНІ МАСИ ТА АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ**

- 12.1. Повітряні маси
- 12.2. Атмосферні фронти

### **12.1. Повітряні маси**

ПОВІТРЯНІ МАСИ – це великі об'єми повітря у тропосфері з порівняно однаковою температурою, вмістом вологи та пилу. Під впливом радіаційного та теплового балансів повітря певних ділянок поверхні набуває певних властивостей. Рухаючись в інші райони земної кулі, повітряні маси переносять свої властивості, а отже змінюють тип погоди. У процесі такого перенесення з одних районів в інші поступово змінюються їх властивості, тобто відбувається ТРАНСФОРМАЦІЯ повітряних мас.

Відповідно до районів формування на земній кулі існує ЧОТИРИ ТИПИ повітряних мас: АРКТИЧНА (у південній півкулі антарктична), ПОМІРНА (або полярна), ТРОПІЧНА, ЕКВАТОРІАЛЬНА (рис. 1).



**Рис. 1** Властивості основних типів повітряних мас

ЕКВАТОРІАЛЬНЕ повітря є дуже тепле з великим вмістом водяної пари. ТРОПІЧНЕ повітря так само дуже тепле, але дуже сухе, особливо на суходолі. ПОМІРНЕ дуже змінюється упродовж основних сезонів, а АРКТИЧНЕ (антарктичне) холодне і має дуже мало водяної пари.

Усі ці типи повітряних мас поділяються на МОРСЬКІ та КОНТИНЕНТАЛЬНІ. Особливо дуже відрізняються підвиди морського та континентального повітря тропічної повітряної маси та помірної [4; 7].

За своїми термічними властивостями повітряні маси можуть бути ТЕПЛИМИ і ХОЛОДНИМИ. Повітряні маси, що рухаються на холодніші ділянки (у вищі широти), називаються ТЕПЛИМИ. Вони зумовлюють підвищення температури, але самі охолоджуються у нижніх шарах. Тому в них спостерігаються малі вертикальні градієнти температури, а часто навіть інверсії. Отже, для них властива СТІЙКА СТРАТИФІКАЦІЯ АТМОСФЕРИ, конвекція не розвивається, переважають ШАРУВАТІ ХМАРИ та тумани.

Повітряні маси, що переносяться з холодної земної поверхні на теплу (з високих широт у низькі), називаються ХОЛОДНИМИ. У нових широтах вони знижують температуру повітря, часто дуже різко. Але на шляху перенесення холодна повітряна маса у нижніх шарах нагрівається від земної поверхні і в ній виникають великі вертикальні градієнти температури. Це призводить до розвитку конвекції, формування конвективних хмар і, як наслідок, випадіння опадів зливого характеру. Інколи виділяють ще так звані МІСЦЕВІ повітряні маси, які довго перебувають у даному районі. Їхні властивості визначаються

нагріванням чи охолодженням у нижніх шарах залежно від сезону.

## 12.2. Атмосферні фронти

Коли дві сусідні повітряні маси з різними властивостями перебувають у спокійному стані, то між ними є широка перехідна зона, в якій поступово змінюється температура, вологість та інші характеристики. Якщо ж під дією різних чинників повітряні маси починають рухатись, то перехідна зона між ними різко скорочується, або іншими словами між ними утворюється ФРОНТАЛЬНА ПОВЕРХНЯ (рис. 2).



**Рис. 2.** Вертикальний розріз фронтальної поверхні

У місці перетину фронтальної поверхні із землею поверхнею утворюється АТМОСФЕРНИЙ ФРОНТ – перехідна зона між двома повітряними масами з відмінними фізичними властивостями (головним чином температурою та вологістю). Фронтальні поверхні завжди нахилені у бік холодного повітря.

Залежно від напрямків руху та інших причин атмосферні фронти поділяються на ТЕПЛІ, ХОЛОДНІ та ФРОНТИ ОКЛЮЗІЇ. Якщо тепле повітря рухається у бік холодного, то фронт називається ТЕПЛИМ (рис. 3). Клин холодного повітря під натиском теплого повільно відступає і його місце займає тепле повітря.

Одночасно легке тепле повітря піднімається догори вздовж фронтальної поверхні, воно адіабатично охолоджується, відбувається конденсація водяної пари, утворюються потужні шаруватоподібні хмари. Висхідні рухи вздовж фронтальної поверхні повільні, це сантиметри за секунду.



**Рис.3.** Схема теплового атмосферного фронту

Характерні хмари  $C_i$ ,  $C_s$ ,  $A_s$ ,  $N_s$ . Ширина зони атмосферних опадів на теплому фронті досягає 300-500 км взимку та 200-300 км влітку. Вітер перед теплим фронт, зазвичай, має південно-східний напрям, а за фронтом південний або південно-західний. Теплі фронти розташовані в передній частині ЦИКЛОНІВ. Отже, при проходженні ТЕПЛОГО ФРОНТУ спостерігається хмарна погода з облоговими атмосферними опадами з підвищенням температури повітря [4].

Якщо холодне повітря рухається в бік теплового, то фронт називається ХОЛОДНИМ (рис. 4). Холодне повітря більш важке, тому воно підтікає під тепле і витісняє його угору. Залежно від швидкості руху холодні фронти поділяють на фронти першого і другого роду.

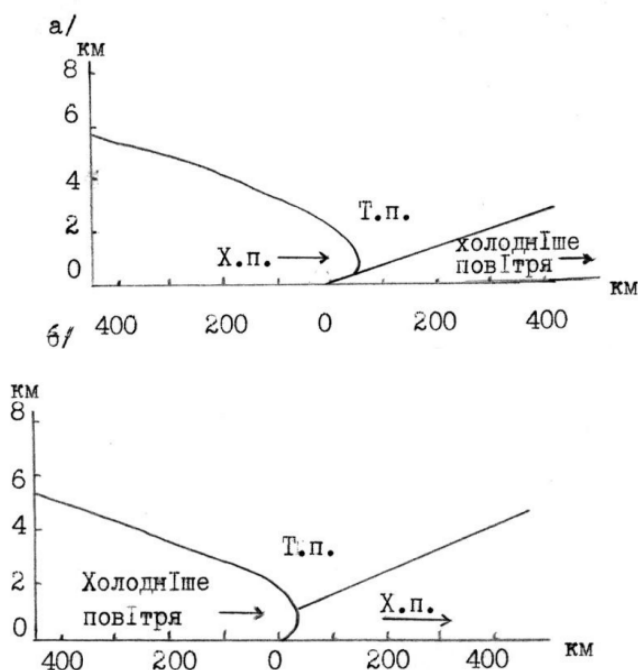


**Рис. 4.** Схема холодного атмосферного фронту

Перед холодним фронтом вітер, зазвичай, має південний або південно-західний напрям, а за холодним – західний або північно-західний, тобто при проходженні фронтів вітер повертає за годинниковою стрілкою. Отже, атмосферні фронти поблизу земної поверхні це лінії КОНВЕРГЕНЦІЇ, або лінії СХОДЖЕННЯ повітряних потоків. Холодні фронти рухаються в тилувій (західній) частині ЦИКЛОНІВ.

Холодні фронти завжди рухаються швидше, ніж теплі, тому вони наздоганяють останні. У цьому випадку, коли сходяться лінії теплового і холодного фронтів, утворюється новий ФРОНТ ОКЛЮЗІЇ (рис. 5). На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар обох фронтів, які займають величезні території.

Фронти оклюзії бувають за типом ТЕПЛОГО (рис. 5, а) і ХОЛОДНОГО (рис. 5, б) ФРОНТІВ. Якщо за холодним фронтом повітря тепліше, ніж перед теплим, то це повітря натікає на холодніше і піднімається угору вздовж фронтальної поверхні. Якщо ж за холодним фронтом повітря холодніше, ніж перед теплим, то воно підтікає під холодне повітря перед теплим фронтом. В обох випадках тепле повітря витісняється угору, де воно поступово охолоджується [4].



**Рис. 5.** Фронт оклюзії: за типом теплового фронту (а) і за типом холодного фронту (б)

На синоптичних картах теплі фронти проводять червоним кольором, холодні – синім, а фронти оклюзії – коричневим (рис. 6).



**Рис. 6.** Зображення на синоптичній карті теплового, холодного фронтів і фронту оклюзії

Атмосферні фронти не існують постійно. Вони виникають заново, загострюються, розмиваються і повністю зникають. Надалі вони знову виникають в інших частинах атмосфери, тобто існують повсякчасно і їх легко можна виявити на щоденних синоптичних картах.

### Питання для самоконтролю

1. Що таке повітряні маси?
2. На які типи вони поділяються?
3. Дайте визначення фронтальній поверхні, атмосферному фронту.
4. Як трансформуються повітряні маси влітку та взимку?
5. Наведіть класифікацію повітряних мас відповідно районів формування та за термічними властивостями.
6. Як класифікують атмосферні фронти?
7. Охарактеризуйте і відобразіть теплий фронт.
8. Охарактеризуйте і відобразіть холодний фронт.
9. Яка система хмар утворюється в теплому і холодному фронті?
10. Що таке фронт оклюзії та його відобразіть?



# Лекція 13. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ. ПАСАТИ ТА МУСОНИ

- 13.1. Загальна циркуляція атмосфери
- 13.2. Пасати
- 13.3. Мусони

## 13.1. Загальна циркуляція атмосфери

ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ – сукупність головних повітряних течій на земній кулі. Вона здійснює обмін повітрям між різними районами Землі. Повітряні течії загальної циркуляції атмосфери сприяють міжширотному обміну повітряних мас, а отже є причиною адвективних впливів. Повітряні течії різного масштабу виникають і підтримуються різним нагріванням і охолодженням водної поверхні та суходолу, а також поверхні Землі і повітря на різних широтах. Тому екватор і полюси, водна поверхня та суходіл є різними полюсами теплової машини Землі, яка змушує рухатись повітряну оболонку.

До основних великомасштабних атмосферних рухів, що входять в загальну циркуляцію, відносять: 1) повітряні течії, викликані різницею температур різних широтних зон поблизу поверхні землі і на висотах; 2) СТРУМИННІ ТЕЧІЇ; 3) повітряні течії в ЦИКЛОНАХ і АНТИЦИКЛОНАХ, що забезпечують міжширотний обмін повітря; 4) ПАСАТИ; 5) МУСОНИ (рис.1).

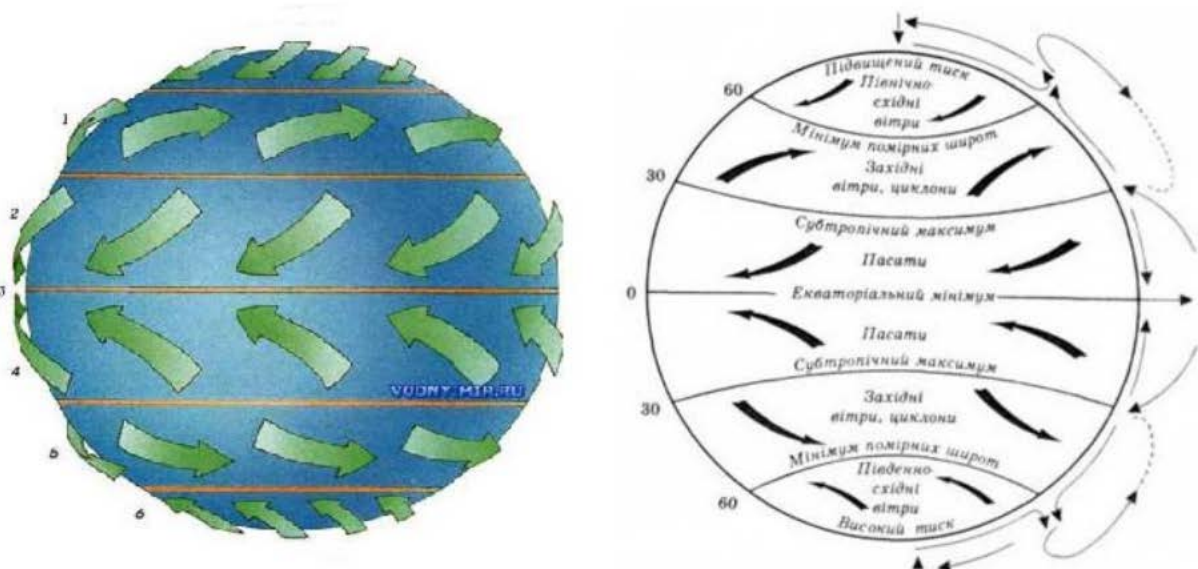


Рис. 1. Загальна циркуляція атмосфери

Циркуляція над ПОЛЯРНИМИ РАЙОНАМИ обумовлена впливом вищого тиску тиску над полюсами і порівняно низького тиску на широтах 60-65°. Відповідно горизонтальний градієнт

тиску тут направлений уздовж меридіанів від полюсів до помірних широт. У шарі тертя вітер в північній півкулі відхиляється від градієнта тиску вправо на кут, менший  $90^\circ$ , і набуває ПІВНІЧНО-СХІДНОГО напрямку, а в південній півкулі вліво і стає ПІВДЕННО-СХІДНИМ (див. рис. 1).

Циркуляції атмосфери в ПОМІРНИХ і ВИСОКИХ ШИРОТАХ ще більш ускладнюється інтенсивною ЦИКЛОНІЧНОЮ ДІЯЛЬНІСТЮ. Тут постійно виникають, розвиваються і переміщуються великомасштабні атмосферні вихори – ЦИКЛОНИ і АНТИЦИКЛОНИ. Зазвичай, вони рухаються у напрямі загального перенесення повітря в середній і верхній тропосфері, тобто приблизно із заходу на схід. Але при цьому ЦИКЛОНИ відхиляються до вищих широт, зосередившись там і на широтах  $60-65^\circ$  утворюють зону ЗНИЖЕНОГО ТИСКУ. АНТИЦИКЛОНИ, навпаки, під час свого руху відхиляються у бік низьких широт, де і утворюють субтропічну зону ВИСОКОГО ТИСКУ [4].

Циркуляція в ТРОПІЧНИХ ШИРОТАХ представлена ПАСАТАМИ.

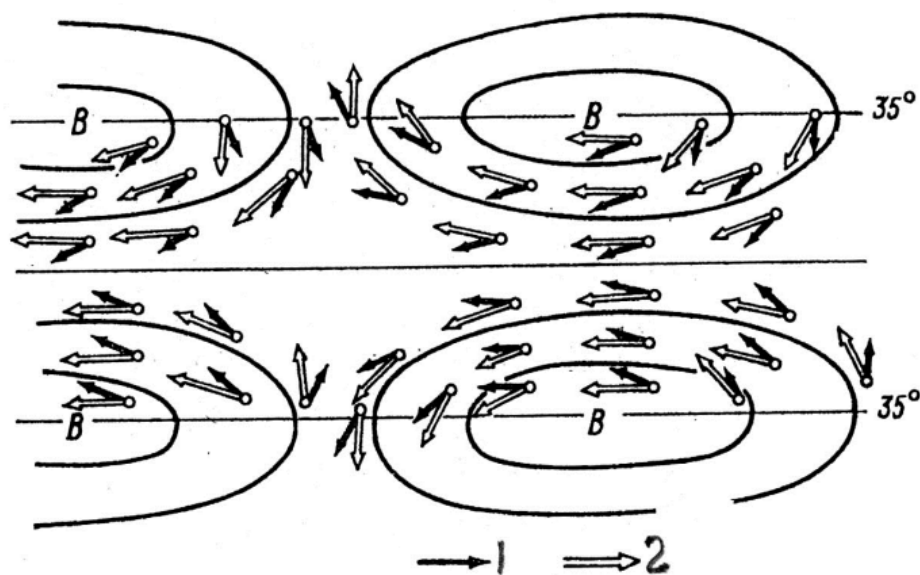
СТРУМИННІ ТЕЧІЇ – потужний вузький потік повітря з майже горизонтальною віссю, що має місце у верхній тропосфері або в нижній стратосфері і який характеризується великими вертикальними і горизонтальними градієнтами швидкості вітру. Нижня межа швидкості вітру на осі струминної течії становить 30 м/с. Струминні течії утворюються над потужними фронтальними зонами, де горизонтальний градієнт температури особливо великий, а горизонтальний градієнт тиску теж швидко зростає з висотою, створюючи дуже великі швидкості вітру. Напрямок струминних течій – ЗАХІДНИЙ, окрім екваторіальних струминних течій, що мають СХІДНИЙ напрям. Максимальна швидкість вітру виявлена на осі течії і складає пересічно 45-55 м/с.

Струминні течії часто спостерігаються над Євразією у смузі  $50-60^\circ$  пн. ш., а також над Монголією, Китаєм і Японією. Сильні струминні течії виявлені поблизу східних берегів США і в районі Британських островів.

У тропічних широтах горизонтальний баричний градієнт направлений від субтропічного поясу високого тиску до екваторіального поясу зниженого тиску. Тому тут градієнтні вітри мають східний напрям. Сукупність цих вітрів утворюють так звані ПАСАТИ – тропічні східні вітри. Поблизу земної поверхні внаслідок тертя пасати відхиляються від ізобар на

деякий кут у бік низького тиску і в північній півкулі набувають ПІВНІЧНО-СХІДНОГО, а в південній – ПІВДЕННО-СХІДНОГО напрямку. Вони не охоплюють земну кулю суцільною смугою. Субтропічний пояс високого тиску розпадається на окремі антициклони, розташовані над океанами і витягнуті в широтному напрямі. Пасати є повітряними течіями на екваторіальній периферії субтропічних антициклонів. У північній півкулі повітря в антициклоні рухається за годинниковою стрілкою. Тому вітри його південної периферії мають північно-східний і східний напрями. У південній півкулі повітря в антициклоні рухається проти годинникової стрілки. Тому пасати, вітри його північної периферії, мають ПІВДЕННО-СХІДНИЙ і СХІДНИЙ напрями (рис. 2).

ПАСАТИ – стійкі вітри, що майже не змінюють напрям упродовж року. Швидкість пасатів біля земної поверхні складає 5-6 м/с, а вертикальна потужність становить пересічно 2-4 км і зростає у напрямі до екватора. Особливо добре виражені пасати над океанами [4].



**Рис. 2.** Схема течій повітря в зоні пасатів: 1 – вітри біля земної поверхні; 2 – над шаром тертя.

Поблизу екватора східні вітри панують у всій тропосфері і в нижній стратосфері. Проте, там, де пасати не досягають верхньої тропосфери, вітер над пасатами має західний напрям, іноді з незначним відхиленням у бік вищих широт, і вони отримали назву АНТИПАСАТИ.

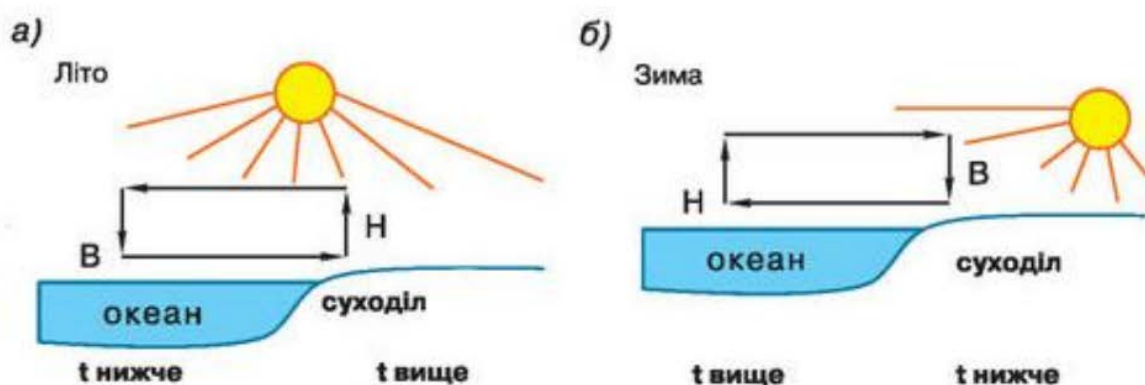
У зоні пасатів з океанів випаровується величезна кількість води. У тропічному поясі опадів випадає мало, тому що на висоті

1-2 км спостерігається ПАСАТНА ІНВЕРСІЯ або інверсія стиснення повітря в антициклонах. Це перешкоджає розвитку висхідних рухів повітря і тому вся волога зосереджена в шарі повітря до висоти 1-2 км і вся вона переноситься в зону екватора. З наближенням до екватора до екватора пасатна інверсія зникає і розвивається інтенсивна конвекція і, як результат, – тут випадає велика кількість опадів.

Отже, зона пасатів є областю інтенсивного випаровування з океанів і нагрівання повітря на материках. Екваторіальні ж широти є областю зволоження тропосфери і перенесення тепла в атмосферу у прихованій формі.

МУСОНИ (від арабського «маусим» – пора року) – стійкі повітряні течії в деяких областях Землі, що двічі на рік змінюють свій переважаючий напрям на протилежний або близький до протилежного. У кожній мусонній області є ЗИМОВИЙ і ЛІТНІЙ МУСОНИ, хоча напрями їх протилежні (рис. 3).

Однак ні взимку, ні влітку основний напрям вітру в мусоні не зберігається безперервно, оскільки мусонна циркуляція є частиною ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ і часто поєднується з іншими її елементами. Тому, окрім вітру переважаючого напрямку як в літньому, так і в зимовому мусоні спостерігаються також вітри інших напрямів. У перехідні сезони (весною і восени), коли відбувається зміна мусонів, стійкість вітрового режиму порушується. Мусонна циркуляція змінює свій напрям на зворотний у зв'язку з міжсезонною зміною розподілу атмосферного тиску, тобто коли переважаючий горизонтальний градієнт тиску різко змінює свій напрям [4].



**Рис. 3.** Напрямки мусонів: а) улітку; б) узимку.

МУСОНИ виникають внаслідок існування сезонного градієнта температури між континентами і океанами. Мусон

влітку направлений з океану на континент, а взимку навпаки – з континенту на океан. Виділяють ТРОПІЧНІ і НЕТРОПІЧНІ МУСОНИ.

ТРОПІЧНИЙ МУСОН – ЗИМОВИЙ північно-східний мусон в ІНДІЇ і АФРИЦІ співпадає з пасатами і підсилює їх. Навпаки, літній південно-західний мусон повністю порушує північно-східні пасати. Особливо виразна стійка мусонна циркуляція проявляється там, де найбільш значні горизонтальні градієнти тиску, тобто великі градієнти температури. Добре виражені мусони в північній частині Індійського океану і в Південній Азії, де значні міжсезонні зміни температури півкуль обумовлені тим, що величезний материк Азії, сильно прогрівається влітку і сильно охолоджується взимку.

НЕТРОПІЧНІ МУСОНИ в основному пов'язані з тим, що над деякими континентами взимку утримуються стійкі області підвищеного тиску, а влітку області зниженого тиску. Внаслідок цього різко змінюється упродовж року і напрям циркуляції повітря. Особливо це помітно на східному узбережжі материків. Добре виражена така мусонна циркуляція на східних берегах Азії. ВЗИМКУ внаслідок антициклональної циркуляції над суходолом вітри на узбережжі направлені з суходолу на море. ВЛІТКУ, коли над суходолом посилюється циклональна циркуляція, вітри направлені з моря на суходіл.

Добре виражені нетропічні мусони на російському Далекому Сході, в Китаї, Японії. Мусони сильно впливають на погоду і клімат. Наприклад, на Далекому Сході зимовий північно-західний мусон приносить сухе і холодне континентальне повітря, сильно знижує температуру і робить зиму малохмарною і суворою. Владивосток, що знаходиться на широті Сочі, взимку холодніший Архангельська. Літній же південно-східний мусон приносить сюди з океану і Японського моря вологе прохолодне повітря з великою кількістю опадів і частими туманами. Літній тропічний мусон в Південній Азії також приносить величезну кількість опадів, що дає можливість займатися землеробством, в цих районах.

ТРОПІЧНІ ЦИКЛОНИ – це могутні явища природи, що мають велику руйнівну силу і енергію. На східному узбережжі Азії та островах Тихого океану їх називають ТАЙФУНАМИ, а в Північній Америці і на островах Атлантики – УРАГАНАМИ. Такий циклон за добу виділяє енергію, яка еквівалентна енергії 500 тис. атомних бомб, скинутих у 1945 році на Хіросіму і Нагасакі.

Тропічні циклони зароджуються в широтних зонах від 10 до 20° обох півкуль, і тільки над морями і океанами, де температура води на поверхні океану і повітря поблизу неї не нижча 26-27° С, а вологість повітря достатньо висока. Тиск в центрі тропічного циклону може знижуватись до 890 гПа, їх розміри по вертикалі сягають 8-15 км, а по горизонталі порівняно невеликі, від 80 до 600 км. Швидкість вітру в тропічних циклонах може досягати величезних значень: максимальна виміряна інструментальна швидкість – 90 м/с. Однак в центрі урагану чи тайфуну є так зване «ОКО БУРІ» – діаметром 20-50 км, де швидкість вітру невелика і немає хмарності, хоч навколо „ока” вона стоїть стіною. Пояснення цьому явищу («око бурі») поки що не знаходять. Тропічні циклони переміщуються уздовж ізобар західної периферії, субтропічних антициклонів, іноді проривають у більш високі широти, в окремих випадках доходять до берегів Гренландії, а в Тихому океані до берегів Камчатки. Якщо тропічний циклон виходить на материк, він швидко слабшає і затухає (вже за 100-200 км від берега).

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке загальна циркуляція атмосфери?
2. Назвати складові загальної циркуляції атмосфери.
3. Що таке струминні течії та назвати їх райони поширення?
4. Дайте визначення пасатам.
5. Які напрямки вітрів переважають у пасатах?
6. Яка швидкість пасатів біля земної поверхні?
7. Що таке мусони? Які види мусонів Ви знаєте?
8. Наведіть приклади найтипівіших тропічних мусонів.
9. Яка причина виникнення мусонів?
10. Де поширені нетропічні мусони і яка причина їх виникнення?
11. Як нетропічні мусони впливають на погоду і клімат?
12. Що таке тропічні циклони, тайфуни та урагани?
13. Які умови утворення тропічних циклонів?
14. Що таке «око бурі»?
15. Який тиск встановлюється у тропічному циклоні?

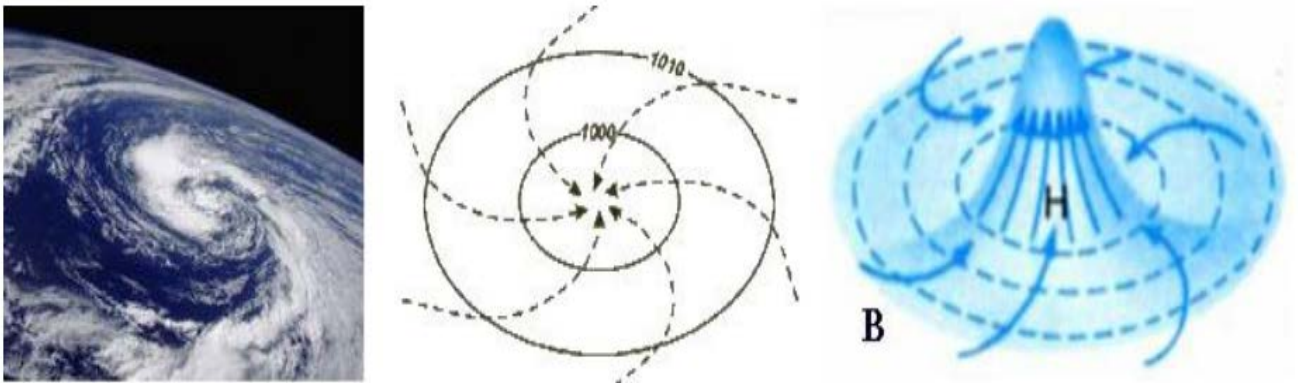
## Лекція 14. ЦИКЛОНИ ТА АНТИЦИКЛОНИ

### 14.1. Циклони

### 14.2. Антициклони

#### 14.1. Циклони

ЦИКЛОНИ (від грецького «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найнижчим тиском у їхньому центрі (рис. 1). Повітря в циклонах переноситься від периферії до центру проти руху годинникової стрілки у північній півкулі та за ходом годинникової стрілки у південній.



**Рис.1.** Циклон у північній півкулі

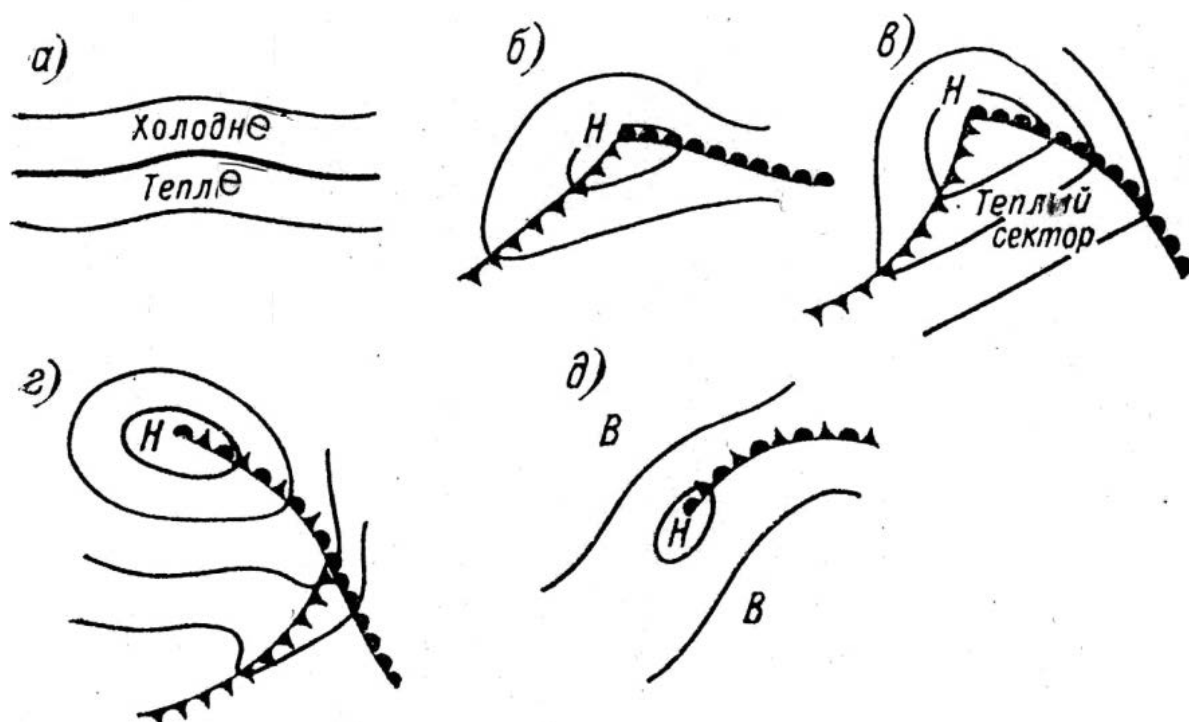
Отже, у приземному шарі атмосфери повітря втікає в область циклону, переноситься догори, а у верхніх шарах витікає з нього. Тому в циклоні переважає висхідний рух повітря на усій його території, що й визначає характер погоди. Піднімаючись у високі шари атмосфери, повітря адиабатично охолоджується, досягає стану насичення, відбувається конденсація водяної пари, утворюються хмари та атмосферні опади.

Розміри циклонів величезні. Їх діаметр досягає 2-3 тис. км і охоплює відразу кілька країн Європи. Щороку в позатропічних широтах земної кулі виникає до 130 циклонів. Щорічно в Україні спостерігається пересічно 43 циклони і 129-136 днів з циклонічною погодою. Найбільше днів з циклонічним характером погоди спостерігається взимку та навесні.

Атмосферний тиск у центрі циклонів помірних широт у більшості випадків знижується до 995-1000 гПа. Середній тиск у центрі Українських циклонів близько 1005 гПа.

Циклони, зазвичай, виникають на основних АТМОСФЕРНИХ ФРОНТАХ – на ПОЛЯРНИХ (ПОМІРНИХ) та АРКТИЧНИХ. На

поверхні фронту виникають величезні хвилі з довжиною близько 1000 км (рис. 2). Хвилі виникають під впливом величезних горизонтальних градієнтів температури, сходження течій холодного та теплого повітря і відхиляючої сили обертання Землі. На одних ділянках фронт починає рухатись на північ, а на інших – на південь. На місці хвилі починається зменшення атмосферного тиску. Це і є ЦЕНТР МАЙБУТНЬОГО ЦИКЛОНУ, де виникають ділянки теплового і холодного фронту. Отже, центр кожного циклону розташований на атмосферному фронті. Це і є перша стадія розвитку циклоні – СТАДІЯ ХВИЛІ. На цій стадії в приземному шарі можуть бути відсутні замкнені ізобари [2; 4].



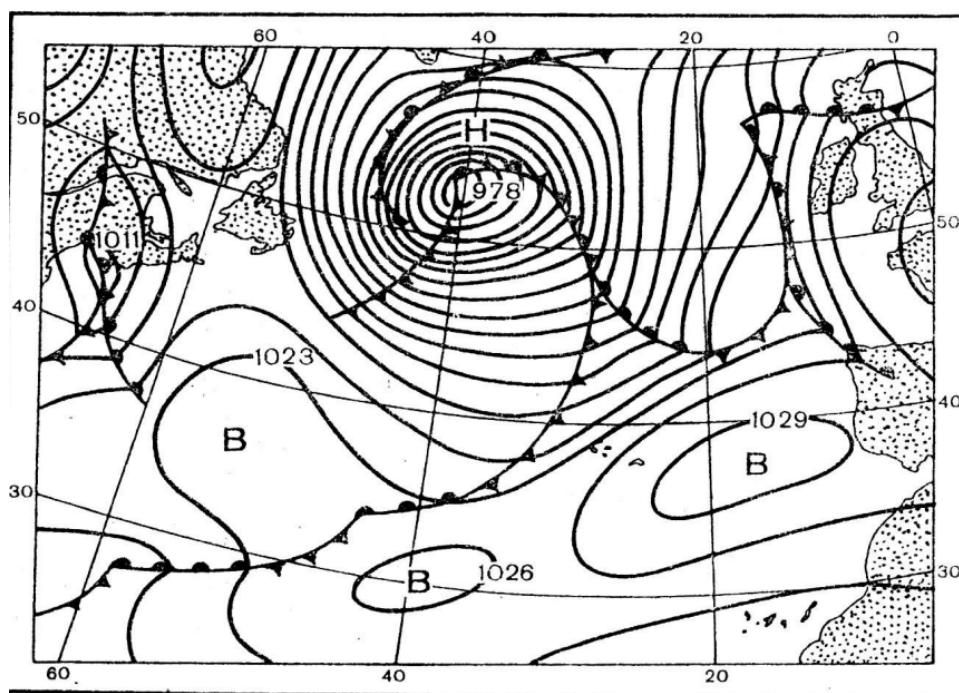
**Рис. 2.** Стадії розвитку фронтальних циклонів: а, б) стадії хвилі; в) молодий циклон; г, д) стадії оклюзії

Фронт в циклоні загострюється внаслідок КОНВЕРГЕНЦІЇ повітряних течій. Ділянка теплового фронту рухається на північ, посилюється зменшення атмосферного тиску в ПЕРЕДНІЙ (СХІДНІЙ) частині циклону і він поглиблюється. В ньому появляється кілька замкнених ізобар. Це вже є друга стадія розвитку циклону, яка називається СТАДІЄЮ МОЛОДОГО ЦИКЛОНУ. У цій стадії циклон виражений у нижній частині атмосфери. Далі продовжується зменшення атмосферного тиску в центральній його частині і він досягає СТАДІЇ МАКСИМАЛЬНОГО РОЗВИТКУ.



Холодний фронт циклону завжди рухається швидше, ніж теплий, і поступово наздоганяючи останній, змикається з ним. Відбувається так звана ОКЛЮЗІЯ ЦИКЛОНУ. Це остання стадія розвитку циклону.

На полярному та арктичному фронтах, зазвичай, виникає не один циклон, а серія циклонів – частіше всього 4-6, і рухаються вони за загальним перенесенням повітря в середній і верхній тропосфері. Течії повітря на висоті 3- 5 км мають назву ПРОВІДНА ТЕЧІЯ В АТМОСФЕРІ. Вздовж цієї течії і рухаються циклони зі швидкістю близько 0,7 швидкості цієї течії. Як правило, циклони рухаються із заходу на схід з невеликим відхиленням у високі широти. Середня швидкість зміщення центру циклону становить 30-40 км/год., а в окремих випадках може перевищувати 80 км/год. Іноді циклони можуть зміщуватись з півночі на південь – це так звані ПІРНАЮЧІ ЦИКЛОНИ, а іноді навіть із сходу на захід. Внаслідок зменшення швидкості руху в стадії ОКЛЮЗІЇ циклони однієї серії доганяють один одного об'єднуються в один величезний циклон. Це так званий ЦЕНТРАЛЬНИЙ ЦИКЛОН, який утворюється в субполярних широтах (рис. 3). Центральний циклон сам формує провідні течії атмосфери, порушуючи цим зональні течії атмосфери. Циклони однієї серії існують близько тижня. Центральний циклон існує довше. Останні найчастіше утворюються у північній частині Атлантичного та Тихого океанів північної півкулі на відповідних широтах [2].



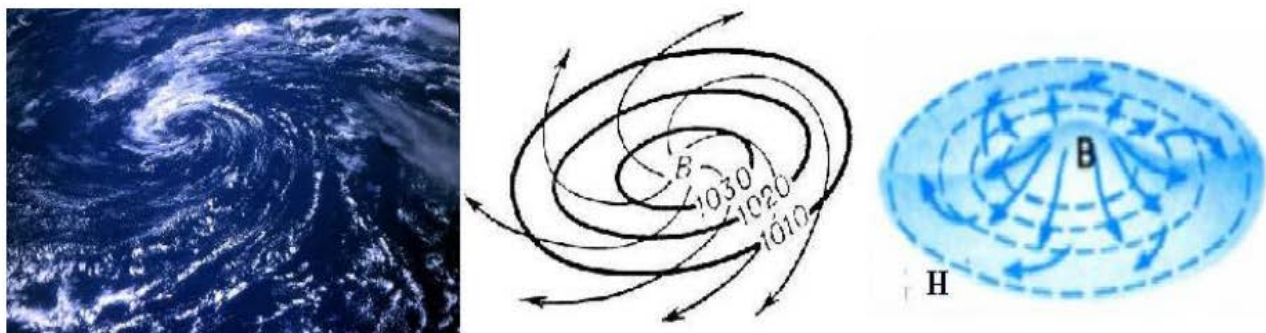
**Рис. 3.** Вигляд центрального циклону і субтропічних циклонів на синоптичній карті

**Погода в циклоні.** З виникненням та рухом циклонів пов'язані різкі зміни погоди. Наближення циклону можна помітити за появою перистих хмар у західній частині горизонту у вигляді паралельних смуг. Через деякий час за ними з'являються перисто-шаруваті, потім високошаруваті і шарувато-дощові, тобто типові хмари ТЕПЛОГО фронту, який рухається в ПЕРЕДНІЙ ЧАСТИНІ циклону. Для цього фронту характерні тривалі опади облогового характеру. При проходженні циклону встановлюється хмарна погода, опади, змінюється їх характер, різко змінюється температура повітря і напрямок вітру.

Загалом територію циклону займають сильні вітри, зокрема в зоні холодного фронту. Швидкість вітру в циклонах часто досягає сили шторму.

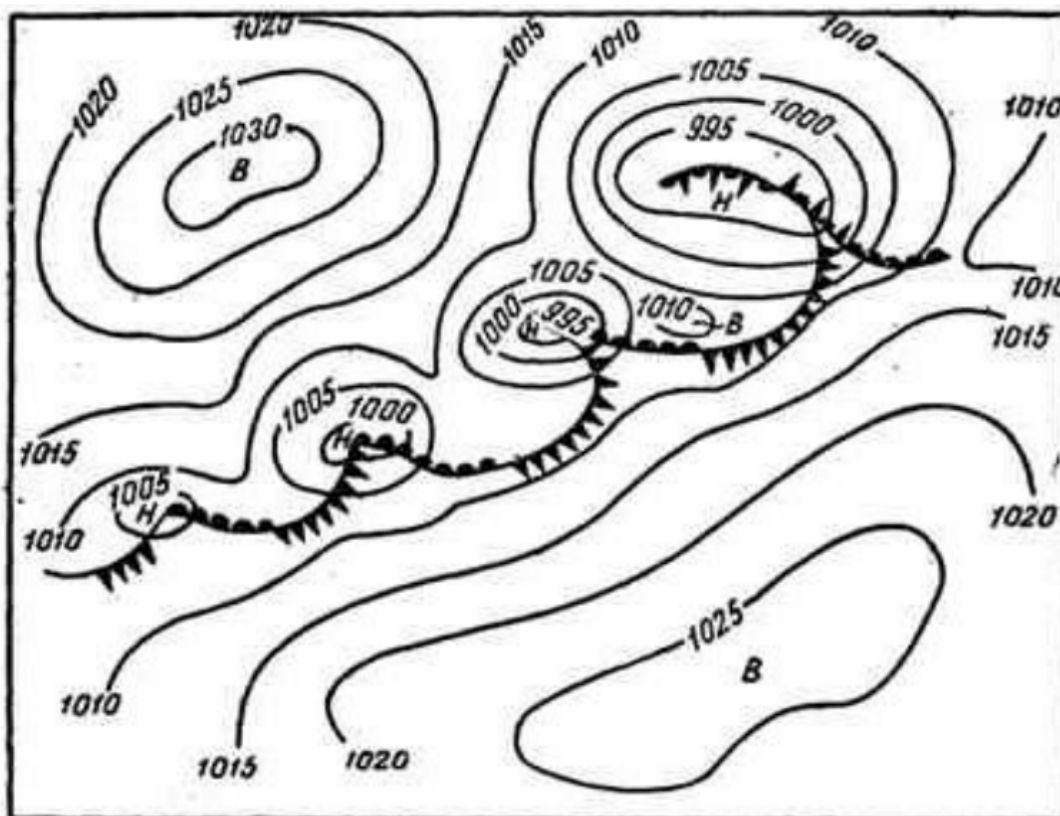
## 14.2. Антициклони

**АНТИЦИКЛОН** (від грец. «анти» – проти та «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найвищим атмосферним тиском у їхньому центрі (рис.4). Повітря в них переноситься від центру до периферії за годинниковою стрілкою у північній півкулі та проти руху годинникової стрілки у південній.



**Рис. 4.** Антициклон у північній півкулі

Антициклони виникають за межами атмосферних фронтів у холодному повітрі. За кожним циклоном серії виникають так звані ПРОМІЖНІ АНТИЦИКЛОНИ (рис. 5). Вони досить часто не мають замкнених ізобар, а існують лише у вигляді гребеня СУБТРОПІЧНОГО АНТИЦИКЛОНУ. Північніше від серії циклонів розвивається так званий ЗАКЛЮЧНИЙ АНТИЦИКЛОН. Це великомасштабний вихор із системою замкнених ізобар [2; 4].



**Рис. 5.** Антициклони на синоптичній карті

Антициклони також мають величезні розміри, як і циклони, і рухаються з такою ж швидкістю, оскільки їх швидкість визначається швидкістю провідної течії. Заключні антициклони часто стають малорухливими і можуть зберігатись в окремому районі упродовж тривалого часу. Напрямок руху антициклонів із заходу на схід, але з відхиленням у низькі широти. Тому всі вони змішуються в СУБТРОПІЧНІ широти, де й утворюють зону ВИСОКОГО ТИСКУ. Взимку над холодним суходолом антициклони дуже посилюються, де й утворюються сезонні ЦЕНТРИ ДІЇ АТМОСФЕРИ – СИБІРСЬКИЙ та КАНАДСЬКИЙ АНТИЦИКЛОНИ.

**Погода в антициклоні.** У зв'язку з витіканням повітря з антициклону в приземному шарі величезні шари повітря в ньому опускаються вниз, тобто в антициклонах на великій площі існують низхідні вертикальні рухи повітря. Внаслідок опускання повітря воно адиабатично нагрівається і формуються інверсії стиснення. Тому в антициклонах повітря віддаляється від стану насичення і встановлюється малохмарна суха погода. Температура повітря в приземному шарі повітря залежить від пори року. При ясній погоді влітку земна поверхня дуже нагрівається і встановлюється спекотна суха погода. Взимку, навпаки, при ясній погоді велике ефективне випромінювання

призводить до сильного радіаційного вихолодження і встановлюється дуже морозна тиха погода.

В Україні щороку пересічно буває 36 антициклонів і 229-242 дні з антициклональною погодою. Найбільше днів з такою погодою буває восени, найменше – взимку. Середній атмосферний тиск у центрі українських антициклонів становить 1026 гПа.

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке циклон? Охарактеризуйте погоду під час проходження циклону, причини її встановлення.
2. Опишіть стадії розвитку фронтальних циклонів.
3. Яким чином формується центральний циклон?
4. Що таке антициклон?
5. Розкрийте його умови утворення та назвіть стадії розвитку.
6. Охарактеризуйте погоду в антициклоні та причини її встановлення.

## **Лекція 15. КЛІМАТ ТА ЙОГО ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ**

- 15.1. Кліматична система та її складові
- 15.2. Радіаційні чинники
- 15.3. Циркуляція атмосфери
- 15.4. Рельєф
- 15.5. Розподіл суші і води
- 15.6. Океанічні течії
- 15.7. Рослинний і сніговий покрив

### **15.1. Кліматична система та її складові**

**Клімат** – це багаторічний режим погоди даної місцевості, зумовлений сонячною радіацією, її перетворенням у діяльному шарі земної поверхні та пов'язаною з ними загальною циркуляцією атмосфери і океану.

## Складові кліматичної системи



КОМПОНЕНТИ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ постійно взаємодіють, вони мають складні прямі та зворотні нелінійні зв'язки і обумовлюють одна одну. Прикладів такої складної взаємодії багато. Так, незважаючи на порівняно малу масу атмосфери, обмін кількістю руху її з океаном викликає більшу частину руху води Світового океану. Через океанічні течії відбувається міжширотний обмін теплом в океані, тобто з тропічних течій у високі переноситься велика маса теплої води. В холодну частину року тепло з водної поверхні переноситься в атмосферу. Отже, океан відіграє значну роль у формуванні особливостей температури повітря в атмосфері і через це її циркуляції. Остання насамперед є механізмом для обміну теплом, вологою і кількістю руху між океаном і суходолом, між атмосферою і суходолом. Обмін вологою безпосередньо між суходолом та океаном відбувається через стік річок і льодовиків [3;5;8].

Отже, ланки КЛІМАТИЧНОЇ системи тісно пов'язані і обумовлюють одна одну. Тому існує припущення, що складність та неоднозначність зв'язків всередині кліматичної системи, постійна еволюція її компонентів з різною інерцією може бути причиною зміни та коливання клімату планети. Іншими словами, стан кліматичної системи визначається не лише зовнішнім впливом, а й складною взаємодією між її ланками. В результаті цього при одних і тих же зовнішніх умовах на Землі може бути кілька типів клімату.

На формування клімату впливають такі ЧИННИКИ:



## 15.2. Радіаційні чинники

Фізичною основою формування клімату є СОНЯЧНА РАДАЦІЯ. Найменше її надходить до земної поверхні в Атлантико-Європейському секторі Арктики – менше  $2400 \text{ МДж/м}^2$  рік. Тому що тут пролягають шляхи Атлантичних циклонів і переважає хмарна погода. Із зменшенням широти і збільшенням висоти Сонця річні величини сумарної радіації досить швидко зростають. Найбільша сумарна радіація спостерігається в тропічних пустелях земної кулі та поблизу екватора в Тихому океані. Тут вона перевищує  $8000 \text{ МДж/м}^2$ .

Однак основною характеристикою радіаційного режиму є РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС земної поверхні, оскільки він враховує усі надходження та втрати радіаційного тепла. Найбільші величини радіаційного балансу спостерігаються у серединних тропічних широтах океанів і перевищують  $5000 \text{ МДж/м}^2$ . В центральних районах Арктики радіаційний баланс близько 0, а на острові Гренландія близько  $-100-150 \text{ МДж/м}^2$ . Отже, надходження сонячного тепла залежить насамперед від широти місцевості. Тому радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі [3; 6].

## 15.3. Циркуляційні чинники

Радіаційний баланс земної поверхні визначає запаси тепла в атмосфері. Повітряні течії ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ атмосфери сприяють міжширотному обміну повітряних мас, а отже є причиною адвективних впливів. Повітряні течії різного масштабу виникають і підтримуються різним нагріванням і

охладженням водної поверхні та суходолу, а також поверхні Землі і повітря на різних широтах.

**ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ** включає формування повітряних мас, їх перенесення та трансформацію, циклонічну діяльність, фронтальну діяльність. Циркуляція атмосфери ускладнює схему широтної зміни клімату. Завдяки особливостям циркуляції на одній і тій же широті на західних і східних берегах континентів формуються зовсім різні кліматичні умови. Наприклад, тепла зима південної Франції і сувора зима Приамур'я, сухе літо Сицилії і дощове літо Японії. Різне зволоження екваторіальної Африки й Сахари обумовлено не широтними відмінами надходження сонячної радіації, а особливостями циркуляції атмосфери. Виключно велика роль циркуляції атмосфери у зволоженні материків. Вона зумовлює перенесення водяної пари з океанів на материки і з одних широтних зон у інші. Зазвичай, це відбувається у процесі **ЦИКЛОНІЧНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ**, особливо у помірних та високих широтах. А у низьких широтах найважливішою особливістю циркуляції атмосфери, яка впливає на клімат, є **ПАСАТИ**.

#### **15.4. Вплив рельєфу на клімат**

Найбільша неоднорідність суходолу проявляється у будові рельєфу, адже лише близько половини його площі мають абсолютну висоту до 500 м над рівнем моря. Вище 1000 м розташовано близько 28 % суходолу, а вище 2000 м близько 13 %. Отже величезні площі суходолу мають **ГІРСЬКИЙ КЛІМАТ**, який формується під впливом зростання висоти місцевості над рівнем моря, різноманітності форм гірського рельєфу, крутизни схилів та їх орієнтації відносно частин світу та повітряних течій.

Гори впливають на всі метеорологічні величини. Тому це призводить до формування особливого **ГІРСЬКОГО КЛІМАТУ**. Це наглядно проявляється у **ВЕРТИКАЛЬНІЙ ПОЯСНОСТІ** ґрунтів та рослинності гірських країн і, отже, у **ВЕРТИКАЛЬНІЙ КЛІМАТИЧНІЙ ПОЯСНОСТІ**. Гори також впливають на клімат прилеглих територій.

Добре помітним є зменшення кількості атмосферних опадів, хмарності, туманів на підвітряному боці гір на відстані до сотень кілометрів. Часто гірські хребти є навіть межами **КЛІМАТИЧНИХ ЗОН ЗЕМЛІ**, зокрема субтропіки на південному березі Криму. Водночас навіть незначні височини, такі як Донецька, Придніпровська, Волино-Подільська, призводять до плямистості

у розподілі атмосферних опадів, туманів, гроз, ожеледі та інших атмосферних явищ [2; 4].

### **15.5. Розподіл суші і води**

Водна поверхня та суходіл в усіх зонах земної кулі формує два зовсім різних типи клімату – МОРСЬКИЙ ТА КОНТИНЕНТАЛЬНИЙ.

КОНТИНЕНТАЛЬНІСТЬ клімату – вплив суходолу на своєрідний добовий та річний хід метеорологічних величини. Континентальний клімат – це клімат, характерний для внутрішньої частини материка та прибережної частини океану, де переважають повітряні маси континентального походження.

Так, у Південній півкулі, де переважає океанічна поверхня, а розподіл суші більш симетрично щодо полюса, чим в Північній півкулі, зональність в розподілі температури, тиску, вітру виражена краще.

Центри дії атмосфери на багаторічних середніх картах тиску виявляють явний зв'язок з розподілом суші і моря: субтропічні зони високого тиску розриваються над материками влітку; у помірних широтах над материками яскраво виражене переважання високого тиску взимку і низького влітку. Це ускладнює систему атмосферної циркуляції, а значить, і розподіл кліматичних умов на Землі.

Положення місця щодо берегової лінії також впливає на режим температури (зокрема вологості, хмарності, опадів), визначаючи ступінь континентальності клімату.

Потрібно, також пам'ятати, що повітряні течії загальної циркуляції можуть приносити морські повітряні маси далеко в глиб материка (або виносити континентальні повітряні маси на океан) або, навпаки, виключати таку можливість.

### **15.6. Океанічні течії**

Океанічні течії створюють особливо різкі відмінності в температурному режимі поверхні моря і тим самим впливають на розподіл температури повітря і на атмосферну циркуляцію.

Стійкість океанічних течій призводить до того, що їх вплив на атмосферу має кліматичне значення. Так, наприклад, спостерігається утеплюючий вплив Гольфстріму на клімат східної частини північного Атлантичного океану і Західної Європи.

Холодні океанічні течії також виявляються на середніх картах температури повітря відповідними збуреннями в



конфігурації ізотерм – язиками холоду, направленими до низьких широт.

Над районами холодних океанічних течій збільшується повторюваність туманів, як це особливо яскраво виявляється у Ньюфаундленду, де повітря може переходити з теплих вод Гольфстріму на холодні води Лабрадорської течії. Над холодними водами в пасатній зоні ліквідовується конвекція і різко зменшується хмарність. Це, у свою чергу, є чинником, що підтримує існування так званих прибережних пустель.

### **15.7. Рослинний і сніговий покрив**

Відомо, що достатньо густий ТРАВ'ЯНИЙ ПОКРИВ зменшує добову амплітуду температури ґрунту і знижує її середню температуру. Отже, він зменшує і добову амплітуду температури повітря. Значніший, своєрідніший і складніший вплив на клімат має ЛІС. Мабуть, ліс може навіть збільшувати над собою кількість опадів, збільшуючи шорсткість поверхні, над яким рухається повітря.

Проте вплив рослинного покриву має лише МІКРОКЛІМАТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ, поширюючись переважно на приземний шар повітря і варіюючи на невеликих просторах.

СНІГОВИЙ (і КРИЖАНИЙ) ПОКРИВ зменшує втрату тепла ґрунтом і коливання її температури. Але сама поверхня покриву сильно відбиває сонячну радіацію вдень і сильно охолоджується випромінюванням вночі, тому вона охолоджує і повітря, що знаходиться над нею. Весною на танення снігового покриву витрачається велика кількість тепла, яке береться з атмосфери; таким чином, температура повітря над танучим сніговим покривом залишається близькою до нуля. Над сніговим покривом спостерігаються часті і сильні СНІГОВІ ІНВЕРСІЇ температури: взимку пов'язані з радіаційним вихолодженням, весною — з таненням снігу. Над постійним сніговим покривом полярних областей навіть влітку часті інверсії або ізотермії.

Танення снігового покриву збагачує ґрунт вологою і має тим самим велике значення для кліматичного режиму теплої пори року. Велике альbedo снігового покриву призводить до посилення розсіяної радіації і збільшення сумарної радіації і освітленості території.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте визначення поняттю «клімат». Чим відрізняється клімат від кліматичної системи?

2. Назвіть складові компоненти кліматичної системи.
3. Охарактеризуйте вплив радіаційних чинників на формування клімату. Поясніть тезу «радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі».
4. Як загальна циркуляція атмосфери впливає на клімат?
5. Що таке гірський клімат? Як проявляються особливості висотної кліматичної поясності?
6. Як впливає розподіл суші і океану на клімат?
7. Що таке континентальність і континентальний клімат?
8. Охарактеризуйте вплив океанічних течій на клімат.
9. Охарактеризуйте вплив рослинного покриву на клімат.
10. Охарактеризуйте вплив снігового покриву на клімат.

## **Лекція 16. ЗМІНИ ТА КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ**

- 16.1. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі
- 16.2. Зміни клімату в геологічну епоху
- 16.3. Зміни клімату за історичний час

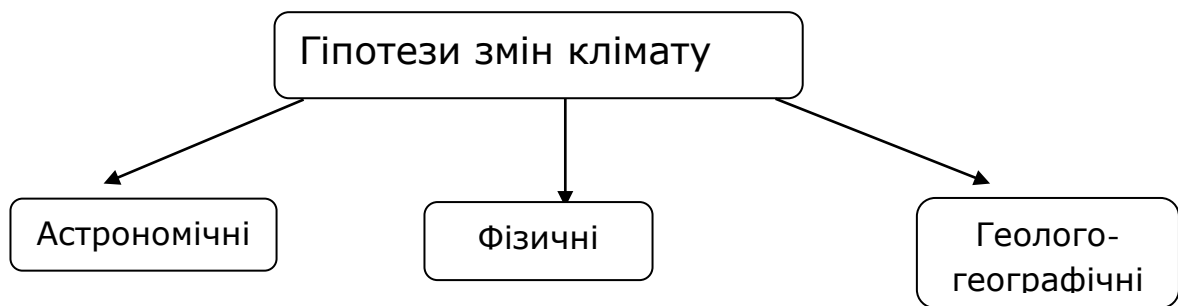
### **16.1. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі**

**ЗМІНА КЛІМАТУ ЗЕМЛІ** або окремих її регіонів – направлена прогресивна зміна, коли упродовж тривалого часу відбувається закономірна зміна метеорологічного режиму, наприклад тривале поступове підвищення чи зниження температури під впливом зміни зовнішніх чи внутрішніх чинників формування клімату. Його вживають тоді, коли мова йде про великі проміжки часу порядку геологічних епох. Зміни клімату можуть бути як **ПРИРОДНІ**, так і **АНТРОПОГЕННІ**, або техногенні, тобто пов'язані з господарською діяльністю людини.

**КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ** – це періодичні або ритмічні зміни клімату, за яких значення метеорологічних величин поступово і плавно змінюються між мінімумом та максимумом. Бувають **ВІКОВІ КОЛИВАННЯ** клімату, коли метеорологічні величини змінюються упродовж кількох сотень років, що мають характер поступового збільшення та зменшення їх значення. А також зустрічаються **ВНУТРІШНЬОВІКОВІ КОЛИВАННЯ** – коливання метеорологічних величин, що відбуваються у межах століття. Виділяють **ПЕРІОДИЧНІ** коливання клімату, що повторюються через рівні проміжки часу.

Оскільки інструментальні метеорологічні спостереження проводять лише з 18 ст., то їх можна використати лише для виявлення коливання клімату у наш час. Для реконструкції клімату геологічного минулого і навіть значної частини історичного минулого Землі, використовують НЕПРЯМІ ОЗНАКИ кліматів. Вони зберігаються не у сховищах, а в шарах Землі. Це різні типи звітрювання і накопичення осадових порід, показники гідрологічних та інших природних процесів, викопні рештки тварин та рослин [3].

Сучасні коливання клімату можна виявити на основі інструментальних спостережень, які в достатній кількості є з кінця 19 ст. Основі риси сучасної зміни температури мають такий характер. В кінці 19 ст. середня температура північної півкулі була на  $0,3^{\circ}$  С нижчою від середньої багаторічної. З цього часу вона почала підвищуватись, причому потепління прискорилось в десятих роках 20 ст. і на початку двадцятих років температура стала вищою за середню багаторічну. В тридцятих роках потепління досягло максимуму, температура на  $0,3^{\circ}$  С перевищила середню багаторічну. Отже, з кінця 19 ст. до 30-х років 20 ст. середня температура північної півкулі підвищилась на  $0,6^{\circ}$  С. Найбільше потепління відбулося у високих широтах зимою. Після деякої стабілізації коливання температури продовжились. В 40-х роках 20 ст. знову почалось зниження температури, яке продовжувалось до 60-х років. В середині 60-х років середня температура північної півкулі була вже на  $0,1-0,2^{\circ}$  С нижчою за середню багаторічну. З кінця 60-х років температура знову підвищується, причому потепління посилилось упродовж останніх 10 років. Отже, ЦИКЛІЧНІ КОЛИВАННЯ і коливання температури повітря проявляються і упродовж останніх 100 років. Враховуючи середню швидкість цих циклів 35 років та можливу їх тривалість від 20 до 50 років, слід очікувати, що останнє потепління клімату упродовж найближчих 5-15 років може змінитись похолоданням. Для пояснення ПРИЧИН ЗМІН КЛІМАТУ Землі у минулому було запропоновано багато гіпотез. Їх можна поділити на три групи – це АСТРОНОМІЧНІ, ФІЗИЧНІ, ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФІЧНІ гіпотези.



**Астрономічні гіпотези.** Земля обертається навколо Сонця за витягнутою еліптичною орбітою. У одному із фокусів орбіти міститься Сонце. Орбіту Землі переважно визначає Сонце, але на неї впливають і планети сонячної системи. Оскільки маси планет значно менші від маси Сонця, то їхній вплив проявляється лише у вигляді малих збурень елементів земної орбіти. Це проявляється у коливанні витянутості земної орбіти або ЕКСЦЕНТРИСИТЕТУ. Час його зміни становить 100 тис. років. Зміни ексцентриситету неперіодичні: він змінюється від 0,0007 до 0,0658. Зараз він становить 0,0167 і продовжує зменшуватись. Його мінімальне значення настане через 25 тис. років. Можливі періоди зміни ексцентриситету і до 400 тис. років. Обчислення показує, що при малому ексцентриситеті і в перигелії і в афелії різниця надходження тепла на Землю незначна. При великому ексцентриситеті в перигелії на Землю надходить сонячної енергії на чверть більше, ніж в афелії.

Окрім того, збурююча дія планет сонячної системи проявляється зміною КУТА НАХИЛУ ОСІ ОБЕРТАННЯ Землі до екліптики. Зараз кут нахилу між площиною екватора та площиною екліптики становить  $23^{\circ}26'30''$ , а упродовж 41 тис. років він змінювався від  $22^{\circ}$  до  $24^{\circ}30'$ . Це значить, що широти тропіків та полярних кіл коливаються у межах  $2,50$ .

Дуже суттєвим проявом гравітаційних збурень є зміни ОРІЄНТАЦІЇ ЗЕМНОЇ ОСІ в просторі або ПРЕЦЕСІЯ земної осі відносно перпендикуляру до екліптики. Період прецесії становить 26 тис. років. Прецесія земної осі призводить до взаємної зміни положення точок зимового і літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти.

Тривале прохолодне і вологе літо сприяє накопиченню криги у тій півкулі, де зосереджена основна частина суходолу. Отже, зміна надходження тепла на Землю через малі гравітаційні збурення земної орбіти може суттєво впливати на клімат.

Враховуючи усі ці зміни елементів земної орбіти, югославський вчений М. Міланкович побудував криву надходження сонячної радіації за 650 тис. років. Цим він сподівався пояснити наявність льодовикових та міжльодовикових стадій четвертинного зледеніння. Пізніше виявилось, що повного співпадіння цих стадій з кривою немає. Крім того, таку криву можна побудувати і для третинного періоду, але ознак зледеніння в цей період не виявлено.

**Фізичні гіпотези.** Представники цих гіпотез пояснюють зміну клімату Землі у минулому зміною КІЛЬКОСТІ та СПЕКТРАЛЬНОГО СКЛАДУ СОНЯЧНОЇ РАДІАЦІЇ, яка надходить на Землю. Такі зміни можливі як внаслідок зміни фізичного стану Сонця, так і зміни оптичних властивостей атмосфери.

Ще в ХІХ ст. зміни клімату пояснювали зміною вмісту в атмосфері вуглекислого газу. Розрахунки показують, що якби його не було в атмосфері, то середня температура повітря на Землі була б  $-7^{\circ}\text{C}$ , тобто на  $21^{\circ}$  нижчою, ніж зараз. Подвоєння вмісту  $\text{CO}_2$  могло б підвищити середню річну температуру до  $18^{\circ}\text{C}$ .

Отже, теплі періоди в історії Землі пояснювали великим вмістом  $\text{CO}_2$  в атмосфері, а холодні – малим. Але чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час четвертинного зледеніння пояснити важко, оскільки невідомі причини можливої зміни вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері.

Окрім того, клімат може змінюватись в результаті зміни ПРОЗОРОСТІ атмосфери. При забрудненні атмосфери вулканічним пилом і попелом збільшується альbedo Землі як планети. Внаслідок цього до Землі надходить менше сонячної радіації і її температура знижується. Так, вулкан Кракатау (Індонезія) в 1883 р. викинув в атмосферу близько  $18\text{ км}^3$  пилу та попелу, а вулкан Катмаї (Аляска) в 1912 р. – близько  $21\text{ км}^3$ . Дрібний пил та попел може зберігатись в атмосфері упродовж кількох років [3].

Докази впливу вулканів на температуру можна продовжити. Так, в 1815 р. вулкан Тамбора на о. Субава (Індонезія) викинув величезну кількість попелу. Його шлейф покрити атмосферу всієї північної півкулі. Наступного року в Західній Європі сніг лежав до червня, а в серпні вже почались приморозки. Англія залишилась практично без літа. Про роль вулкану в цьому похолоданні європейці і не здогадувались. Лише у наш час історико-географічний аналіз дозволив відтворити причинний зв'язок.

Отже, клімат земної кулі має тісний зв'язок з вулканічною діяльністю. В історії розвитку Землі були періоди інтенсивної вулканічної діяльності і спокійні періоди. Але при зміні льодовикових та міжльодовикових епох в плейстоцені вулканічна активність не змінювалась.

До фізичних гіпотез належать також ті, які пояснюють зміну клімату ЦИКЛІЧНИМИ КОЛИВАННЯМИ діяльності Сонця. При цьому могла змінюватись як сонячна стала, так і потоки ультрафіолетової та корпускулярної геоактивної радіації.

**Геолого-географічні гіпотези.** Багато вчених пояснювали зміну клімату Землі зміною співвідношення суходолу й водної поверхні, ТРАНСГРЕСІЯМИ та РЕГРЕСІЯМИ моря, ЗМІНОЮ ВИСОТИ місцевості в результаті тектонічних рухів. При піднятті ділянки різко збільшується ефективне випромінювання і температура повітря знижується. При опусканні ділянки клімат стає теплішим. Відступання моря особливо сильно впливає на зниження температури у північних районах через малий вміст водяної пари в повітрі. Найкраще пояснює різкі зміни клімату Землі гіпотеза А. В. Вегенера, запропонована в 1912 р. На його думку великі зміни клімату можуть бути лише в результаті ДРЕЙФУ МАТЕРИКІВ.

Гіпотезу дрейфу материків Вегенер разом з Кеппенем поєднують з широко розповсюдженою гіпотезою про переміщення земної осі та полюсів. Автори вважають, що північний полюс, починаючи з палеозою, пройшов довгий шлях через Тихий океан. Тому географічна широта о. Шпіцбергена змінилась від 24° до 79° пн. ш., а міста Коломбо від 82° пд. ш. до 7° пн. ш.

Причину зміни положення полюсів пояснюють нерівномірним розподілом мас земної кори. Розташування материків відбиває ті процеси, які відбуваються всередині Землі, тобто перерозподіл речовини та енергії всередині самої планети. На думку вчених перерозподіл материків на поверхні Землі відбувається циклічно з інтервалом близько 600 млн. років.

Отже, лише остання гіпотеза може пояснити наявність кам'яного вугілля на о. Шпіцберген, яке утворилось там, коли він був усередині тропічних широт. Те ж саме стосується коралових рифів в Англії та Скандинавії. Ніяка інша гіпотеза цього не пояснить.

## 16.2. Зміни клімату в геологічну епоху

Про деякі загальні риси клімату минулого упевнено можна говорити упродовж кайнозойської ери. В третинному періоді клімат був досить теплим, особливо в палеоцені та еоцені. Тоді на території Шпіцбергена ріс болотний кипарис, секвоя, магнолія, у північній Гренландії ще й платан, каштан, виноград. На півночі Якутії та Новосибірських островах росли тополі і секвоя, сосна тощо. На території південної Європи, в тому числі і в Україні, були тропічні і субтропічні рослини. Загальне похолодання клімату почалось в ПІЗНЬОПЛІОЦЕНОВИЙ час – близько 700 тис. років тому. У Північній Америці материкове зледеніння доходило до 400 пн. ш., а в Європі до 500. В результаті зниження температури рослинність помірних широт повністю витіснила тропічні рослини. Досить низька літня температура сприяла накопиченню криги. Під час максимуму плейстоценового зледеніння (230-187 тис. років тому – ДНІПРОВСЬКЕ ЗЛЕДЕНІННЯ) площа континентального льоду досягала 45 млн км<sup>2</sup>. Кригою було вкрито 25 % площі Євразії та 60 % Північної Америки. Упродовж ВЮРМСЬКОЇ ЛЬОДОВИКОВІ епохи, що розпочалась 75 тис. років тому (ВАЛДАЙСЬКЕ ЗЛЕДЕНІННЯ), було три етапи сильного зледеніння. Останній із них був у період 22-14 тис. років тому. 10 тисяч років тому в Європі крижаний покрив був на Скандинавському півострові і зник 8-9 тисяч років тому, а в Північній Америці зник близько 6 тисяч років тому. В кінці льодовикової епохи і на початку голоцену льодовикові щити покривали Канаду та Скандинавію. У цей час температура повітря була нижчою за сучасну на 5-7° С [2;3;8].

Після танення льодовиків 5-8 тис. років тому настав найтепліший в історії голоцену період, що одержав назву КЛІМАТИЧНОГО ОПТИМУМУ. Він був теплішим і вологішим, ніж тепер. Навіть у центрі Сахари річна кількість опадів тоді складала 250-400 мм. Зараз у багатьох місцях Сахари опади в середньому становлять кілька міліметрів щороку. Кліматичний оптимум поділяється на БОРЕАЛЬНИЙ (близько 8 тис. років тому) та АТЛАНТИЧНИЙ (близько 5 тис. років тому). У БОРЕАЛЬНИЙ ПЕРІОД на півночі ЄВРОПИ й у СИБІРУ було на 1-3° С холодніше, а опадів на 100-150 мм більше, ніж тепер. Упродовж АТЛАНТИЧНОГО періоду було потепління клімату на всій території регіону як взимку, так і влітку. Січневі температури були нижчі на 2-4° С вищі, а липневі на 1-3° С.

Опадів було на 100 мм більше, ніж зараз. Після кліматичного оптимуму в цьому регіоні і в Європі настало загальне зниження температури. За останні 4 тис. років можна виділити чотири періоди, упродовж яких клімат Європи був холоднішим і вологішим, ніж тепер. Початок таких періодів припадає на 3680, 3100, 2600 та 2000 рр. до н. е.

### **16.3. Зміни клімату за історичний час**

Історичний час охоплює всього кілька останніх тисяч років. Тому направлені зміни, якщо вони і є, ще себе не проявили. Коливання клімату виявлені дослідженнями вчених різних спеціальностей мають різну тривалість. Вони підтверджуються зміною РІВНІ ОЗЕР, ВОДНІСТЮ річок, зміною ПЛОЩІ ЛЬОДОВИКІВ, розширенням чи скороченням ТОРФ'ЯНИКІВ, зміною РІЧНИХ КІЛЕЦЬ РОСТУ дерев. Для відтворення клімату ІСТОРИЧНОГО ЧАСУ використовуються також народні перекази, матеріали літописів. Усе це дозволяє встановити такі загальні риси коливання клімату останніх тисячоліть. Не всі вони загально визнані.

У другій половині першого тисячоліття до нової ери клімат був порівняно холодний і вологий. В Англії, Швеції та інших країнах опадів порівняно було у 1,5 рази більше, ніж зараз. Це викликало швидке зростання торф'яників, підвищення рівня озер. Зокрема, рівень Боденського озера піднявся більше ніж на 9 м. Іноді цей період називають першим МАЛИМ ЛЬОДОВИКОВИМ ПЕРІОДОМ історичного часу. У перші століття нової ери температура й опади були близькими до сучасних. З IV–V ст. і до VII ст. клімат у Європі був теплішим і відносно сухим. З VIII ст. до XII ст. був теплий і вологий клімат. Саме цей період більшість вчених вважають МАЛИМ КЛІМАТИЧНИМ ОПТИМУМОМ історичного часу. У цей час нормани на своїх галерах легких суднах багато разів влітку досягали Гренландії, близько 900 р. вони досягали Нью-Фаундлена, а згодом і Північної Америки, де заснували кілька поселень. У Девісовій протоці влітку вони не зустрічали льоду. Недаром Ерик Рудий назвав Гренландію «зеленою країною», оскільки вона була без льоду, влітку ґрунт танув на значну глибину і були навіть дерева. Перші норвезькі колоністи займались тут тваринництвом. Клімат о. Ісландії був також сприятливим. Значні площі острова, які зараз вкриті кригою, в X ст. використовувались у сільському господарстві. Відомий дослідник



клімату минулого Петерсен вважає, що навіть у Північному Льодовитому океані з VII до XII ст. лід влітку танув.

Починаючи з XIII ст. температура знижується. Морські шляхи на півночі Атлантики заповнюються плаваючою кригою і їх забувають. Норвезькі колонії на Гренландії в кінці XIV на початку XV ст. були вкриті сніговим панцирем. У XV ст. навіть у північній Норвегії не можна було займатись землеробством, збільшились площі криги в Ісландії, загинули виноградники в Англії, погіршились умови для виноградарства навіть у Франції. Різко зменшився приріст деревини на північній межі лісу, а на плато Путорана ліс просто загинув. Цей відтинок часу історичного періоду вчені назвали **ДРУГИМ МАЛИМ ЛЬОДОВИКОВИМ ПЕРІОДОМ**.

Важливо відмітити, що протягом цього періоду збільшилась мінливість погоди, збільшилась кількість контрастних років, тобто було багато років з дуже суворими зимами, сильними грозами, почастишали посухи й одночасно стало більше років з великою кількістю опадів. Тепер підтверджено таку поведінку природи і при значному підвищенні температури [3].

Після невеликого підвищення, відносно невисока температура залишалась аж до середини XIX ст. Усе ж таки під час цього підвищення температури в XVII ст. крижаний покрив Гренландії відкрив городища та могильники перших поселенців. Отже, є багато доказів того, що упродовж історичного періоду відбувались значні коливання клімату, особливо у високих широтах. У зв'язку з цим з'явилось бажання виявити періоди та ритми такого коливання.

Серед перших дослідників періодичності коливання клімату слід згадати Е. А. Брікнера. Уже в 1890 р. Він зробив висновок про існування 35-річного циклу в режимі температури, тиску та опадів. Але це лише середня тривалість періодів коливання, а в окремих випадках вона змінюється від 20 до 50 років. Амплітуда коливання температури за його дослідженнями становить  $0,8^{\circ}\text{C}$ . Пізніше ці цикли підтвердили інші дослідники. Крім того, О. В. Шнітніков виявив 1850 річні цикли, які не були суцільними, а розпадались на 360-, 180-, 90-річні періоди. Усі ці цикли не регулярні, їх тривалість може різко змінюватись, а також може змінюватись їхня амплітуда.

### **Питання для самоконтролю**

1. Що таке зміна і коливання клімату Землі?
2. Які чинники впливають на зміну клімату?

3. Які зміни клімату відбувалися в геологічному минулому?
4. Які сучасні коливання клімату фіксуються сьогодні?
5. Які існують гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі?
6. Охарактеризуйте астрономічні чинники.
7. Охарактеризуйте фізичні чинники.
8. Охарактеризуйте геолого-географічні чинники.
9. Як змінювався клімат за історичний час?

## Лекція 17. КЛІМАТ І ДІЯЛЬНІСТЬ ЛЮДИНИ

- 17.1. Навмисний вплив людини на клімат
  - 17.1.1. Зрошення та осушення
  - 17.1.2. Будівництво ставків та водосховищ
    - 17.1.3. Створення полезахисних лісових смуг
    - 17.1.4. Затримання снігу та талої води на полях
- 17.2. Ненавмисний вплив людини на клімат
  - 17.2.1. Зміна газового складу атмосфери
    - 17.2.2. Збільшення вмісту аерозолів
    - 17.2.3. Збільшення виробництва промислової енергії

### 17.1. Навмисний вплив людини на клімат

Уже в кінці XIX ст. було доведено, що людина може впливати на клімат. На кількість сонячної радіації та циркуляцію атмосфери вона впливати не може, але їй під силу змінювати властивості підстильної поверхні і цим самим впливати на зміну метеорологічного режиму відповідних ділянок. Методи впливу людини на клімат поділяють на дві групи: 1) **НАВМИСНИЙ ВПЛИВ**, коли людина свідомо (спрямовано) планує зміну місцевих особливостей клімату; 2) **НЕНАВМИСНИЙ** (не спрямований) **ВПЛИВ**, який відбувається як супутній наслідок господарської діяльності людини [3].

**Навмисний вплив.** Розглянемо окремі меліоративні та агротехнічні заходи, за допомогою яких людина може змінювати місцеві особливості клімату обмежених ділянок.

**17.1.1. Зрошення.** Насамперед під впливом **ЗРОШЕННЯ** змінюються складові теплового балансу. Сумарна сонячна радіація однакова на усіх ділянках. Але альbedo піску в пустелі становить 25-35 %, а альbedo зрошеного поля з рослинами зменшується до 20 %. На зрошуваних полях різко зменшується ефективне випромінювання через значно нижчу температуру

поверхні ґрунту й рослин, а також через більшу вологість приземного шару повітря. Це призводить до збільшення радіаційного балансу зрошуваного поля проти пустелі до 40 %. Під впливом зрошення змінюються витрати тепла на різні процеси. Так, на зрошуваному полі бавовнику до 87 % тепла витрачається на випаровування води, у той же час у напівпустелі стільки ж тепла йде на турбулентний теплообмін ґрунту з повітрям. У зв'язку з цим під впливом зволоження ділянки насамперед знижується температура ґрунту. На півдні пустелі зниження температури поверхні ґрунту на зрошуваному полі вдвічі більше, ніж у Лісостепу. Під впливом зрошення змінюється також температура й вологість повітря. Отже, при зрошенні рослини не лише забезпечуються вологою, а й поліпшуються метеорологічні умови для їх росту та розвитку.

**Осушення.** На осушених болотах радіаційний баланс вдень на 10-12 % більший, ніж на суходолі. Це пов'язано із зменшенням ефективного випромінювання добре розвиненими рослинним покривом. На цій ділянці витрати тепла на випаровування води становлять близько 80% від радіаційного балансу, у той же час як на суходолі 35-60 %. Осушені торф'яники мають малу теплопровідність, тому разом з великими витратами тепла на випаровування вони дуже охолоджуються упродовж ночі. Це призводить до того, що мінімальна температура вночі на торф'яних на 3-4 °С нижча, ніж на суходолі і тому збільшуються добові амплітуди температури. Середні добові температури повітря на осушених ділянках на висоті 150 см на 0,3-0,6 °С нижчі, ніж на суходолі. В середині рослинного покриву ця різниця збільшується. Тому й вегетація сільськогосподарських культур на цих ділянках затягується на 3-6 днів. Через збільшення ймовірності приморозків на осушених ділянках зменшується тривалість безморозного періоду. На слабо осушених мінералізованих болотах без морозний період скорочується на 7 днів. На добре осушених болотах після збирання врожаю, коли немає рослинного покриву, можуть виникати пилові бурі місцевого масштабу, яких до осушення не могло бути.

**17.1.2. Будівництво ставків та водосховищ.** Під впливом ставків та водосховищ мікроклімат змінюється над самими водоймами та в досить вузькій зоні узбережжя. Радіаційний баланс водної поверхні збільшується до 30 %. Збільшуються витрати тепла на випаровування. У зоні достатнього зволоження річна амплітуда температури майже не

змінюється. Влітку та восени над водоймами дещо тепліше, весною холодніше. У зоні недостатнього зволоження ці водойми знижують температуру повітря влітку за рахунок більшого випаровування, тому й зменшується річна амплітуда температури повітря. Найбільші зміни спостерігаються на підвітряному березі. Вплив водосховищ нівелюються пропорційно логарифму відстані від берега. Пересічно за місяць помітний вплив Кременчуцького водосховища на температуру й вологість повітря у районі Черкас поширюється углиб суходолу на відстань до 10 км. Уже у жовтні Кременчуцьке водосховище тепліше, ніж суходіл. Найпомітніше збільшення вмісту водяної пари в повітрі поблизу водосховища спостерігається в середині літа. Пересічно за рік берег водосховища вдень на  $0,8^{\circ}\text{C}$  холодніший, а вночі на  $0,5^{\circ}\text{C}$  тепліший. Це призводить до формування бризової циркуляції при антициклональній погоді. У зв'язку із зменшенням шорсткості водної поверхні над водосховищами і на узбережжі швидкість вітру збільшується пересічно на 30 %, а в окремих випадках навіть в 1,6 рази. Ставки – це дуже малі водосховища. Тому вплив цих водойм помітний лише на відстані десятків метрів.

**17.1.3. Створення полезахисних лісових смуг.** Лісові смуги зменшують швидкість вітру на полях і завдяки цьому сніг не здувається з полів, зменшується видування поверхневого шару ґрунту та стікання води з полів. Усе це сприяє покращенню водного та термічного режиму на полях [3].

Полезахисні лісові смуги, зазвичай, складаються з двох рядів високорослих дерев. Вони повинні бути продувними. Проміжки між кронами дерев повинні збільшуватись внизу і зменшуватись у верхній частині смуги. Ефективна дія лісосмуги поширюється на 20-30 її висот до смуги та 40-50 висот за смугою і залежить від кута між смугою і вітром. Коли лісосмуга густа (не продувна), то в ній і вздовж неї упродовж зими утворюються замети значної висоти, які весною довго тануть і затримують сільськогосподарські роботи на прилеглих полях.

Лісосмуги сприяють ефективному використанні вологи з ґрунту. Внаслідок зменшення швидкості вітру зменшується турбулентне перемішування повітря і у зв'язку з цим зменшується випаровування води рослинами, відносна вологість

повітря між рослинами на 10-15 % більша, ніж на відкритих полях.

За цієї ж причини дещо змінюється і термічний режим повітря. Тут вдень температура повітря підвищується на один градус, а вночі знижується, що призводить до збільшення добової амплітуди температури. У той же час зменшується кількість днів із суховіями та зменшується інтенсивність пилових бур.

**17.1.4. Затримання снігу та талої води на полях.** Цей засіб ефективний у разі відсутності полезахисних лісових смуг. Для затримання снігу на полях використовують різні щити, огорожі, куліси, ряди рослин з високими стеблинами (кукурудза, соняшник тощо). Використовують і сам сніг, коли за допомогою снігорозорювачів створюють вали із снігу, які затримують сніг, який щойно випав.

Експериментально встановлено, що в умовах України ряди рослин з високими стеблинами варто залишати на зиму через кожні 11-14 м. На такому полі середня висота снігового покриву становить 41 см, а на полі без снігозатримання – усього 12 см. Це створює сприятливий температурний режим ґрунту. Мінімальна температура на глибині вузла кушіння рослин (3 см) не опускається нижче  $-15^{\circ}\text{C}$ , а на полях без затримання снігу вона удвічі нижча. Глибина промерзання ґрунту також втричі менша.

Крім того, весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту на полі із затриманням снігу на 50 мм більші. Це дає можливість рослинам випаровувати більше вологи. В результаті мікроклімат поля із затриманням снігу упродовж весняно-літнього періоду помітно відрізняються. Ефективним є також затримання на полях талої води весною. Досвід показує, що пересічно щорічно весною з полів стікає шар води товщиною 50-80 мм, особливо на північному сході України. Збільшивши запаси продуктивної вологи в ґрунті за рахунок талої води на 50 мм, добиваються того ж ефекту, як і при затриманні снігу. Одним із найпростіших засобів затримання талої води є оранка поперек схилу. Просте пристосування до плуга дозволяє одночасно створювати додаткові земляні вали, що посилюють ефект оранки поперек схилу.

**17.2. Ненавмисний вплив.** Ненавмисний вплив є побічним результатом господарської діяльності людини. У минулому людина у великих масштабах змінювала особливості

земної поверхні знищуючи ліси, розорюючи землі для вирощування врожаю сільськогосподарських культур. Масштаби розорювання земель в Україні найбільші у світі – близько 75 % площі. Решту площі займають поселення, ліси, дороги тощо.

До масового розорювання степів там буяла трав'яниста рослинність і створювалась м'яка подушка на поверхні ґрунту, в результаті чого поверхневих стік був дуже малий, вся вода атмосферних опадів засвоювалась ґрунтом і рослини поступово використовували її упродовж літа, було багато джерел. Після розорювання полів різко збільшився поверхневий стік. Після танення снігу чи великих дощів більшість води зразу стікає в річки, в результаті чого різко зменшились витрати тепла на випаровування і збільшились витрати тепла на нагрівання повітря. Це може бути однієї з причин підвищення температури повітря з кінця 19 століття. Крім того, негативними наслідками суцільного розорювання є те, що величезна кількість джерел зникла, збільшилась кількість днів з суховіями та пиловими бурями.

Починаючи з 20 ст. людина стала виробляти багато енергії і викидати в атмосферу величезну кількість різноманітних відходів, які впливають на клімат. Ненавмисний вплив, на відміну від навмисного може суттєво впливати на клімат Землі. Розглянемо основні напрямки такого впливу.

**17.2.1. Зміна газового складу атмосфери.** Це найпотужніший чинник глобальної зміни клімату, оскільки іде мова про парникові гази. Головним парниковим газом є ВОДЯНА ПАРА, але людина поки що помітно не впливає на її вміст в атмосфері. Головну увагу вчені звертають на збільшення вмісту в атмосфері вуглекислого газу та метану. Щорічно людство викидає в атмосферу близько 8 млрд тонн вуглецю. З них 6,5 млрд тонн внаслідок використання викопного палива і 1,5 млрд т – за рахунок спалювання лісів. Океан та рослинний покрив засвоюють близько половини цього вуглецю. Решта накопичується у повітрі. При збереженні нинішніх темпів накопичення, до кінця 21 ст. концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері може зрости на 200-600 одиниць. Вміст метану також помітно збільшується. Збільшення вмісту озону в атмосфері нам не загрожує, швидше навпаки. Інші парникові гази у наш час ще мало вивчені, їхній сумарний вклад у створення парникового ефекту незначний. Загалом вважається, що за рахунок промислових викидів кількість вуглекислого газу в атмосфері за останні 100 років збільшилась на 35 %. При цьому температура

земної кулі підвищилась уже на  $0,5^{\circ}$  С. При подальшому прогнозованому його збільшенні температура земної кулі на кінець 21 ст. може підвищитись на  $1,5-2,5^{\circ}$  С. Це середнє для земної кулі підвищення температури. Але найбільше підвищення очікується у високих широтах. Тут воно може бути удвічі-утричі більшим від середнього. Це може мати великі екологічні наслідки [3].

Варто відзначити, що є вчені, які заперечують однозначний великий вплив збільшення вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері на підвищення її температури. Це підтверджується тим, що у другу половину голоцену була дуже мала залежність зміни температури від природного коливання вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Правда, це може бути наслідком неточності наших знань про коливання вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері за останні тисячі років, які ми отримуємо із складу повітря у пухирцях великих товщ криги в Арктиці та Антарктиді.

Крім того, на початку 30-х років температура повітря уже підвищувалась на  $0,6^{\circ}$  С, хоча значного збільшення вмісту вуглекислого газу тоді ще не було, а після цього температура повітря знову знижувалась.

**17.2.2. Збільшення вмісту аерозолів.** АЕРОЗОЛІ – це тверді і рідкі домішки, які є завжди в атмосфері. Ми вже говорили про те, що 16 % домішок в атмосфері є АЕРОЗОЛЯМИ АНТРОПОГЕННОГО ПОХОДЖЕННЯ. Це є наслідком інтенсивного розвитку техніки та енергетики, особливо упродовж останніх 5-6 десятиріч років. Джерелом пилу, який надходить в атмосферу, також є поля сільськогосподарських культур, особливо в районах недостатнього зволоження. Безмежне розорювання полів супроводжується посиленням вітрової ерозії.

Вплив атмосферного аерозолію на клімат дуже складний і неоднозначний. Він залежить від концентрації домішок, їх кольору, розподілу у різних шарах атмосфери та розмірів часток. За оцінками вчених, аерозолі у стратосфері складаються з крапельок сірчаної кислоти природного і антропогенного походження. Воно й не дивно, оскільки за оцінками ООН людство щороку викидає в атмосферу 110 млн тонн оксиду сірки, який є основою формування кислотних дощів, 70 млн тонн оксиду азоту – складова смогу, 180 млн тонн оксиду вуглецю, 70 млн тонн отруйних газів, 700 тисяч тонн фреонів, 500 тисяч тонн свинцю, 100 тисяч тонн різних токсичних хімічних сполук, 10 тисяч тонн

ртуті тощо. Усі ці викиди в атмосфері утворюють найрізноманітніші сполуки.

За оцінками вчених, домішки в атмосфері зменшують прозорість атмосфери і зменшують надходження сонячної радіації до земної поверхні. Тому дрібні домішки з діаметром 0,05-1,3 мкм, які зосереджені у стратосфері, можуть призвести до зниження температури поблизу поверхні Землі на 0,6°C. Аерозолі більших розмірів сприяють підвищенню температури на 0,1° С. Отже, для точної кількісної оцінки ролі антропогенних аерозолів у формуванні клімату ще потрібні дослідження. На сьогодні вони зменшують парниковий ефект і захищають Землю від глобального потепління.

### **17.2.3. Збільшення виробництва промислової енергії.**

Людство постійно збільшує виробництво промислової енергії. Темпи цього зростання становлять 3-5 % щорічно. Вся промислова енергія врешті-решт перетворюється на тепло. Основна частина цього тепла є додатковим джерелом підвищення температури нашої планети. Зараз кількість цього додаткового тепла ще мала, близько 0,42 МДж/м<sup>2</sup> щороку, що становить 0,01 % від сонячної радіації. Це додаткове тепло може підвищити середню температуру повітря біля земної поверхні лише на 0,01° С. Враховуючи високі темпи зростання виробництва промислової енергії, можна довести, що через 100 років зростання додаткового тепла може досягти 4,2 МДж/м<sup>2</sup> щороку, що складає близько 1 % засвоєної сонячної радіації. Цього тепла може бути достатньо для істотного танення криги на поверхні Землі. Зменшення площі крижаного покриву призводить до зменшення альбедо Землі і до подальшого підвищення температури, особливо у високих широтах [3].

При підвищенні температури насамперед у високих широтах зменшуються горизонтальні градієнти температури між полюсами та екватором. Це зумовить послаблення циркуляції атмосфери і зменшить перенесення вологи з океанів на суходіл. Тому кількість опадів в умовах континентів зменшиться. У зв'язку з цим погіршаться умови зволоження на великих просторах нашої планети. Зокрема, можна передбачити можливе розширення посушливої субтропічної зони у вищі широти.

На завершення слід нагадати, що не всі вчені погоджуються з тим, що сучасне підвищення температури земної кулі є наслідком посилення парникового ефекту. Деякі з них стверджують, сучасне підвищення температури може мати характер природного коливання клімату. Нам відомо, що



упродовж історичного часу спостерігались подібні ритмічні коливання клімату, тому останніми роками увага вчених усього світу спрямована на детальніше вивчення чинників формування клімату.

Отже, вивчаючи питання впливу людини на клімат, можна стверджувати, що вже з кінця 19 ст. людина різними методами спрямовано змінює мікроклімат обмеженої території. Що стосується **НЕНАВМИСНОГО ВПЛИВУ**, то ще не можна стверджувати, що сучасне підвищення температури земної кулі точно спричинене збільшенням вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері. Поки що це лише гіпотеза, хоч і добре обґрунтована.

### **Питання для самоконтролю**

1. Дайте загальне визначення навмисного впливу людини на клімат.
2. Який вплив на мікроклімат здійснює зрошення?
3. Опишіть вплив осушення на клімат.
4. Яким чином на клімат місцевості впливають водосховища?
5. Охарактеризуйте вплив на мікроклімат таких заходів як зведення  
полезахисних лісових смуг та затримання снігу та талої води на полях.
6. Охарактеризуйте ненавмисний вплив людини на клімат: чинник впливу і наслідки.
7. Яким чином на клімат впливає збільшення світового виробництва промислової енергії?

## СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Антонов В. С. Короткий курс загальної метеорології : навч. посіб. – Чернівці : Рута, 2004. – С. 87-95; 101-104; 153; 256-259.
2. Вальчук-Оркуша О. М., Ситник О. І. Метеорологія з основами кліматології: навч. посіб. – Умань: Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2015. – 223 с.
3. Врублевська О. О., Катеруша Г. П., Гончарова Л. Д. Кліматологія : підручник. – Одеса : Екологія, 2013. – С. 249-256.
4. Метеорологія та кліматологія: текст лекцій / Укладач: М. В. Сарапіна. – НУЦЗУ, 2016. – 207 с.
5. Метеорологія і кліматологія /В. М. Кобрін, В. В. Вамболь, В. Л. Клеєвська, Л. Б. Яковлев : Навч. посібник. – Харків: Нац. аерокосм. ун-т «Харк. авіац. ін-т», 2006. – 84 с.
6. Міщенко З. А., Ляшенко Г. В. Мікрокліматологія: навч. посіб. – К.: КНТ, 2007. – С. 14-38.
7. Проценко Г. Д. Метеорологія та кліматологія. – К.: НПУ імені М. П. Драгоманова, 2007. – 265 с.
8. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорологія и кліматологія : учеб. – М. : Изд-во Моск. ун-та: «Наука», 2006. – 7-е изд. – 582 с. (Классический университетский учебник).

## ЗМІСТ

Лекція 1. Основні поняття курсу і методи дослідження .....	5
Лекція 2. Газовий склад і будова атмосфери.....	8
Лекція 3. Сонячна радіація та її види .....	13
Лекція 4. Тепловий режим ґрунту та водойм.....	18
Лекція 5. Температурний режим атмосферного повітря .....	22
Лекція 6. Водяна пара в атмосфері.....	27
Лекція 7. Хмари та їх міжнародна класифікація.....	32
Лекція 8. Атмосферні опади та електричні явища у хмарах .....	37
Лекція 9. Розподіл атмосферного тиску на земній поверхні .....	44
Лекція 10. Особливості вітрового режиму.....	51
Лекція 11. Місцеві вітри.....	60
Лекція 12. Повітряні маси .....	67
Лекція 13. Загальна циркуляція атмосфери. Пасати та мусони .	73
Лекція 14. Циклони та антициклони .....	79
Лекція 15. Клімат та його чинники формування .....	84
Лекція 16. Зміни та коливання клімату.....	90
Лекція 17. Клімат і діяльність людини .....	98
Список використаної літератури .....	106

Навчально-методичне видання

**НЕТРОБЧУК ІРИНА МАРКІВНА**

**МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ:  
конспект лекцій**

*Друкується в авторській редакції*

Формат 60x84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Обсяг 4,65 ум. друк. арк., 4,12 обл.-вид. арк.

Наклад 50 пр. Зам.64. Видавець і виготовлювач – Вежа-Друк  
(м. Луцьк, вул. Шопена, 12, тел. (0332) 29-90-65).

Свідоцтво Держ. комітету телебачення та радіомовлення України  
ДК № 4039 від 08.04.2011 р.